

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В.С. СОБОЛЕВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

АЛИФИРОВА Таисия Александровна

**ПРОДУКТЫ РАСПАДА ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ В ГРАНАТАХ И
ПИРОКСЕНАХ (НА МАТЕРИАЛЕ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ)**

25.00.05 – «минералогия, кристаллография»

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
кандидат геол.-мин. наук
Похиленко Людмила Николаевна

НОВОСИБИРСК – 2015

Оглавление

Введение.....	6
Глава 1. Краткий очерк истории изученности и современное состояние исследований структур распада твердых растворов в гранатах и пироксенах мантийных пород (по литературным данным).....	11
Глава 2. Геологическая характеристика района исследования.....	16
2.1. <i>Краткое описание геологического строения и тектоники района исследований.....</i>	<i>16</i>
2.2. <i>Геологическая позиция и строение кимберлитовых трубок Обнаженная, Удачная, Мир, Зарница (Якутская кимберлитовая провинция).....</i>	<i>20</i>
2.3. <i>Геологическая позиция и строение кимберлитовой трубки Лахтойоки (Финская кимберлитовая провинция).....</i>	<i>25</i>
Глава 3. Методы исследования.....	26
3.1. <i>Подготовка материалов.....</i>	<i>26</i>
3.2. <i>Аналитические методы исследования.....</i>	<i>26</i>
3.3. <i>Расчетные методы исследования.....</i>	<i>29</i>
Глава 4. Минералого-петрографическая характеристика мантийных ксенолитов.....	30
4.1. <i>Общая петрографическая характеристика мантийных ксенолитов.....</i>	<i>30</i>
4.1.1. <i>Перидотитовый тип парагенезиса.....</i>	<i>30</i>
4.1.1.1. <i>Зернистые лерцолиты.....</i>	<i>30</i>
4.1.1.2. <i>Деформированные лерцолиты.....</i>	<i>34</i>
4.1.1.3. <i>Оливиновые вебстериты.....</i>	<i>34</i>
4.1.1.4. <i>Оливиновый клинопироксенит.....</i>	<i>36</i>
4.1.2. <i>Вебстерит-пироксенитовый тип парагенезиса.....</i>	<i>36</i>
4.1.2.1. <i>Вебстериты.....</i>	<i>36</i>
4.1.2.2. <i>Ортопироксениты.....</i>	<i>38</i>
4.1.2.3. <i>Клинопироксениты.....</i>	<i>38</i>
4.1.3. <i>Эклогитовый тип парагенезиса.....</i>	<i>39</i>
4.1.3.1. <i>Коэситовые эклогиты.....</i>	<i>39</i>
4.1.3.2. <i>Гроспидит.....</i>	<i>40</i>
4.1.3.3. <i>Биминеральные эклогиты.....</i>	<i>41</i>
4.2. <i>Минералого-петрографические особенности структур распада в гранате.....</i>	<i>42</i>
4.2.1. <i>Общая характеристика.....</i>	<i>42</i>
4.2.2. <i>Минералогия продуктов распада в гранате.....</i>	<i>47</i>
4.2.2.1. <i>Рутил.....</i>	<i>47</i>
4.2.2.2. <i>Ильменит.....</i>	<i>48</i>
4.2.2.3. <i>Хромит.....</i>	<i>49</i>
4.2.2.4. <i>Клинопироксен.....</i>	<i>50</i>

4.2.2.5. Ортопироксен	52
4.2.2.6. Оливин	53
4.2.2.7. Амфиболы	54
4.2.2.8. Минералы группы кричтонита	54
4.2.2.9. Апатит	58
4.2.2.10. Кварц	59
4.2.2.11. Коэсит	60
4.2.2.12. Плаггиоклаз	62
4.2.3. Тонкие структуры распада в гранатах	62
4.3. Минералого-петрографические особенности структур распада в пироксенах	64
4.3.1. Общая характеристика	64
4.3.2. Минералогия продуктов распада в клинопироксенах	67
4.3.2.1. Ортопироксен	67
4.3.2.2. Гранат	69
4.3.2.3. Амфибол	70
4.3.2.4. Рутил	70
4.3.2.5. Ильменит	71
4.3.2.6. Хромит	72
4.3.2.7. Апатит	73
4.3.3. Минералогия продуктов распада в ортопироксенах	74
4.3.3.1. Клинопироксен	74
4.3.3.2. Гранат	75
4.3.3.3. Амфибол	76
4.3.3.4. Рутил	77
4.3.3.5. Ильменит	77
4.3.3.6. Хромит	77
Глава 5. Химический состав минералов и геотермобарометрические оценки	79
5.1. Особенности химического состава минералов мантийных ксенолитов	79
5.1.1. Перидотитовый тип парагенезиса	79
5.1.1.1. Оливин	79
5.1.1.2. Ортопироксен	79
5.1.1.3. Клинопироксен	81
5.1.1.4. Гранат	87
5.1.1.5. Шпинелиды	92
5.1.1.6. Амфибол	92
5.1.1.7. Рутил	92
5.1.1.8. Минералы группы кричтонита	95
5.1.2. Вебстерит-пироксенитовый парагенезис	96
5.1.2.1. Ортопироксен	96
5.1.2.2. Клинопироксен	96
5.1.2.3. Гранат	101
5.1.2.4. Шпинелиды	105
5.1.2.5. Амфиболы	105

5.1.2.6. Рутил.....	105
5.1.2.7. Минералы группы кричтонита	105
5.1.2.8. Апатит и плагиоклаз	106
5.1.3. Эклогитовый парагенезис	106
5.1.3.1. Клинопироксен.....	106
5.1.3.2. Гранат.....	109
5.1.3.3. Ортопироксен	112
5.1.3.4. Кианит.....	112
5.1.3.5. Рутил.....	112
5.1.3.6. Полевые шпаты	113
5.2. Геотермобарометрия.....	113
5.2.1. Геотермобарометрические оценки для перидотитов и вебстеритов-пироксенитов ..	113
5.2.2. Геотермобарометрические оценки для эклогитов.....	115
5.2.3. Оценки температур и давлений образования симплектитов по омфациту из ксенолитов эклогитов трубки Удачная.....	118
5.3. Геохимические особенности минералов ксенолитов.....	119
5.3.1. Получение геохимических данных	119
5.3.2. Перидотитовый тип парагенезиса.....	119
5.3.2.1. Гранат.....	119
5.3.2.2. Клинопироксен.....	124
5.3.3. Вебстерит-пироксенитовый парагенезис	130
5.3.3.1. Гранат.....	130
5.3.3.2. Клинопироксен.....	134
5.3.4. Эклогитовый парагенезис	139
5.3.4.1. Гранат.....	139
5.3.4.2. Клинопироксен.....	140
5.4. Реконструкция составов исходных гомогенных минералов	141
5.4.1. Перидотитовый и вебстерит-пироксенитовый типы парагенезисов	141
5.4.1.1. Реконструированные составы клинопироксена	141
5.4.1.2. Реконструированные составы ортопироксена	142
5.4.1.3. Реконструированные составы граната	142
5.4.2. Эклогитовый парагенезис	143
5.4.2.1. Реконструированные составы клинопироксена	143
5.4.2.2. Реконструированные составы граната	143
Глава 6. Происхождение структур распада в пироксенах и гранатах перидотитов, вебстеритов-пироксенитов и эклогитов из кимберлитов Якутии и Финляндии.....	144
6.1. Преобразование структур распада твердых растворов	144
6.2. Исходные твердые растворы и предполагаемые реакции их распада.....	148
6.2.1. Продукты распада пироксенов	148
6.2.1.1. Пироксены и гранат	148
6.2.1.2. Ильменит.....	149

6.2.1.3. Хромит	151
6.2.2. Продукты распада граната	152
6.2.2.1. Рутил и ильменит	152
6.2.2.2. Хромит	154
6.2.2.3. Пироксены	155
6.2.2.4. Оливин	155
6.2.2.5. Апатит	156
6.2.2.6. Плагиоклаз	157
6.2.2.7. Минералы группы кричтонита	157
6.2.2.8. Амфиболы	158
<i>6.3. Петрогенезис протолитов, P–T история пород и мантийные процессы, участвующие в образовании минералов со структурами распада</i>	<i>159</i>
6.3.1. Субсолидусная история вебстеритов-пироксенитов	159
6.3.2. Сходство между первичными минералами вебстеритов-пироксенитов и перидотитов и магматическими продуктами	162
6.3.3. Происхождение протолита, эволюция и P–T история мантийных ксенолитов эклогитов	165
Заключение.....	172
Список сокращений и условных обозначений	175
Список литературы	177
Приложение А.....	200
Приложение Б	205
Приложение В.....	237
Приложение Г	244

Введение

Актуальность работы: Исследование структур распада твердых растворов (экссолуционных структур) дает ценную генетическую информацию о составе, происхождении и эволюции исходных гомогенных минералов (Патнис, МакКоннелл, 1983; Урусов, 1977, 1987; Хисина, 1987). Находки подобных образований в силикатах мантийных ксенолитов сравнительно редки и отмечались в ортопироксене, клинопироксене или гранате из пироксенитов, вебстеритов и эклогитов в кимберлитах Якутии (Бобриевич и др., 1964; Соболев, Соболев, 1964; Соболев и др., 1973; Лазько, 1979; Jerde et al., 1993; Соловьева и др., 1994; Афанасьев и др., 2001; Соловьева и др., 2002; Taylor et al., 2003; Roden et al., 2006; Бобров и др., 2012), в единичных случаях в клинопироксене из эклогитов в кимберлитах Финляндии (Peltonen et al., 2002). Опубликованные работы по мантийным ксенолитам сосредоточены на изучении минералов в структурах распада, их взаимоотношений и происхождении только в одном из породообразующих силикатов (клинопироксене, ортопироксене или гранате) в ограниченном числе мантийных парагенезисов. Малоизученными остаются закономерно ориентированные сростания минералов в гранатах. Актуальными являются детализация и анализ минералогических и геохимических данных по структурам распада в сосуществующих гранатах и пироксенах разных парагенезисов, охватывающих весь разрез континентальной литосферной мантии. В рамках данной диссертации проведено систематическое исследование минералогии и геохимии продуктов распада граната, клинопироксена и ортопироксена на примере мантийных ксенолитов из кимберлитов Якутии и Финляндии, которое позволяет выявить связи между ассоциациями минералов в экссолуционных структурах и парагенетической принадлежностью вмещающих гранатов и пироксенов, а также сопоставить данные $P-T$ эволюции исходных минералов.

Объекты исследования: породообразующие силикатные минералы (ортопироксен, клинопироксен, гранат) со структурами распада твердых растворов в мантийных ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии (Мир, Обнаженная, Удачная-Восточная, Зарница) и Финляндии (Лахтойоки). Коллекция ксенолитов включает следующие типы парагенезисов: перидотитовый, вебстерит-пироксенитовый, эклогитовый.

Цель работы: реконструкция условий образования продуктов распада твердых растворов гранатов и пироксенов на материале мантийных ксенолитов из кимберлитов Якутии и Финляндии.

Основные задачи:

1. Установить минералы и характер их взаимоотношений в закономерных топотаксических сростаниях в гранате, клинопироксене и ортопироксене.

2. Определить минералого-геохимические особенности породообразующих минералов и продуктов их распада.

3. Оценить составы исходных гомогенных минералов и условий их стабильности.

4. Реконструировать $P-T$ историю преобразования породообразующих силикатных минералов мантийных ксенолитов.

Фактический материал, методы исследований и личный вклад автора:

Основой для проведения исследования стала коллекция мантийных ксенолитов, собранных в ходе полевых экспедиций 2001-2002, 2008-2012 гг. Л.Н. Похиленко, в 2009, 2011 и 2012 гг. с участием автора. В работе задействованы образцы из авторских коллекций, предоставленные академиком Н.В. Соболевым и к.г.-м.н. А.В. Головиным. В целом коллекция включает 40 ксенолитов мантийных пород. Минералого-петрографическое исследование образцов проводилось автором лично. В процессе работы было изучено более 120 плоскополированных пластинок и шлифов. Автором выполнено и обработано более 750 анализов рентгеноспектральным методом породообразующих минералов и продуктов их распада, получено более 1200 энергодисперсионных спектров, снято и расшифровано более 450 спектров комбинационного рассеяния минералов закономерно ориентированных сростаний на оборудовании Аналитического центра ИГМ СО РАН и Университета Теннесси (Ноксвилл, США). Для определения модальных соотношений минералов в структурах распада оцифровано и обработано более 600 изображений в отраженном свете и в обратно рассеянных электронах. Выполнены расчеты 86 химических составов исходных гомогенных минералов. Данные по редкоэлементному составу минералов (более 350 анализов минералов) получены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией в лаборатории исследования флюидов при факультете по наукам о Земле Университета Вирджинии (Блексбург, США) автором лично, а также в научно-исследовательском центре Университета Маккуори (Сидней, Австралия) и в Аналитическом центре ИГМ СО РАН.

Защищаемые положения:

1. *Продукты распада гранатов перидотитового, вебстерит-пироксенитового и эклогитового типов парагенезисов представлены 10 минеральными видами. Наиболее распространенным среди них является рутил. Минералогия продуктов распада гранатов и пироксенов перидотитового и вебстерит-пироксенитового типов парагенезисов идентична, что свидетельствует о генетическом сходстве процессов образования исходных гомогенных твердых растворов. Кварц из эксклюзивных структур в гранатах эклогитового типа парагенезиса представляет собой параморфозы по коэситу.*

2. *Сохранность структур распада твердых растворов на стадии зарождения и роста или на стадии укрупнения в гранатах и пироксенах мантийных ксенолитов определяется*

температурой и давлением нахождения мантийных ассоциаций в верхней мантии. Тонкие структуры распада в гранатах и пироксенах консервируются на начальных стадиях образования и характерны для пород, переуравновешенных при температурах 890–1270 °С и давлениях 4.5–5.6 ГПа. Развитые структуры распада сохраняются на более поздних стадиях формирования и наиболее характерны для пироксенов и гранатов из вебстеритов, пироксенитов и зернистых лерцолитов, переуравновешенных при температурах 670–910 °С и давлениях 1.5–4.5 ГПа, а также для пироксенов и гранатов эклогитовых пород, переуравновешенных при температурах 810–1080 °С и давлениях 3.2–4.9 ГПа.

3. Исходные гомогенные гранаты и пироксены из пород перидотитового и вебстерит-пироксенитового типов парагенезисов до образования продуктов распада находились в мантии при температурах 1100–1400 °С и давлениях более 5–6 ГПа, минералы из пород эклогитового типа парагенезиса – при температурах 1250–1400 °С и давлениях более 6–8 ГПа.

Научная новизна:

В диссертации на материале мантийных ксенолитов перидотитового, вебстерит-пироксенитового и эклогитового типов парагенезисов из кимберлитов Якутии и Финляндии впервые выявлены связи между парагенетической принадлежностью вмещающих минералов (граната, клинопироксена и ортопироксена) и минеральным составом продуктов их распада. При сопоставлении данных по закономерно ориентированным сростаниям в гранатах и пироксенах выявлено, что сосуществующие вмещающие минералы претерпели единую *P–T* эволюцию. В эксклюзионных структурах породообразующих минералов мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок Якутии определены ранее не диагностированные амфиболы, апатит, коэсит, кварц. Охарактеризованные в гранатах и пироксенах структуры распада твердых растворов являются первой находкой в лерцолитовых ксенолитах из кимберлитов Финляндии. Проведенные детальные исследования показали, что закономерно ориентированные дочерние минералы в гранатах (оливин, хромшпинелиды, апатит, Na-Ca-амфиболы, минералы группы кричтонита, коэсит) и пироксенах (Ca- и Na-Ca-амфиболы, апатит) являются продуктами распада твердых растворов. Новым в работе является нахождение в гранатах вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса ламелей клинопироксенов, содержащих собственные продукты распада (рутил, ильменит). В составных продуктах распада в гранате вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса впервые идентифицирован плагиоклаз. Аналитически доказано, что обогащение по легким редкоземельным элементам в гранатах, слагающих ламели в пироксенах, унаследовано от минерала-хозяина.

Практическая значимость работы:

Результаты данного диссертационного исследования могут быть использованы при оценке глубинности формирования новых кимберлитовых тел, потенциальной алмазоносности

россыпей (по индикаторным минералам из концентратов тяжелой фракции) или источников сноса (по индикаторным минералам различных типов отложений). Минералогическими критериями алмазоперспективности материала источника могут служить находки гранатов с тонкими структурами распада, гранатов с хромитом или с высокой долей пироксенов среди продуктов распада. Полученные данные применимы к прогнозной оценке исследуемых территорий при поисках алмазов и их материнских тел как в пределах Якутской и Финской кимберлитовых провинций, так и в других регионах мира, в которых известны проявления кимберлитового магматизма.

Соответствие диссертации Паспорту научной специальности:

Результаты работы соответствуют пункту 2 (минералогия земной коры и мантии Земли, ее поверхности и дна океанов) паспорта специальности 25.00.05.

Апробация работы и публикации:

По теме диссертации опубликованы 20 работ, из них 4 статьи в российских и зарубежных рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК. Результаты работы были представлены на Федоровской сессии (Санкт-Петербург, 2008), IX и X международных кимберлитовых конференциях (Франкфурт-на-Майне, Германия, 2008; Бангалор, Индия, 2012), международной конференции «AGU Fall Meeting» (Сан-Франциско, США, 2012), международной Гольдшмидтовской геохимической конференции (Флоренция, Италия, 2013), X и XI международных эклогитовых конференциях (Курмайор, Италия, 2013; Рио Сан Хуан, Доминиканская республика, 2015), XI международной конференции «Raman Spectroscopy Applied to the Earth Science – Sensu Latu» (GeoRaman) (Сент-Луис, США, 2014), как лично автором, так и соавторами.

Структура и объем работы:

Работа состоит из введения, 6 глав и заключения общим объемом 247 страниц. В ней содержится 79 рисунков, 5 таблиц, 4 приложения. Список литературы включает 346 наименований.

Благодарности:

Автор искренне благодарит Л.Н. Похиленко за научное руководство и всестороннюю поддержку на различных этапах выполнения работы. Глубокую признательность диссертант выражает заведующему лабораторией № 451 Академику РАН д.г.-м.н. Н.П. Похиленко, Академику РАН д.г.-м.н. Н.В. Соболеву, д.г.-м.н. А.В. Корсакову, д.г.-м.н. К.Д. Литасову, к.г.-м.н. А.М. Логвиновой, к.г.-м.н. В.Г. Мальковцу, к.г.-м.н. А.А. Гибшер, к.г.-м.н. А.В. Головину, к.г.-м.н. И.С. Бажану и И.С. Шарыгину за плодотворное сотрудничество и ценные советы при обсуждении результатов работы, д.г.-м.н. Ю.Н. Пальянову, д.г.-м.н. Э.В. Сокол, д.г.-м.н. Д.А. Зедгенизову, д.х.н. Ю.В. Сереткину за конструктивные замечания по содержанию и

оформлению рукописи. Особую благодарность за помощь в подготовке образцов автор выражает к.г.-м.н. Е.В. Петрушину. Значительная часть аналитических данных была получена в ИГМ СО РАН при непосредственной помощи к.г.-м.н. А.Т. Титова, Л.В. Усовой, М.В. Хлестова, к.г.-м.н. Н.С. Карманова, к.г.-м.н. В.Н. Королюка, к.г.-м.н. А.П. Шебанина, к.г.-м.н. С.В. Палесского. Зарубежные коллеги профессор Л.А. Тэйлор, Д. Тэйлор, А. Пэтчен, И.П. Базиотис из университета Теннесси и Л. Феделе из университета Вирджинии оказали содействие при выполнении ряда аналитических работ, за что автор им крайне признателен. Автор особенно благодарит за понимание и неоценимую поддержку к.г.-м.н. А.С. Алифирова. Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (12-05-31411, 12-05-01043), Президента РФ (МД-1260.2013.5), Министерства образования и науки РФ (№ 14.В25.31.0032).

Глава 1. Краткий очерк истории изученности и современное состояние исследований структур распада твердых растворов в гранатах и пироксенах мантийных пород (по литературным данным)

Структуры распада твердых растворов (экссолуционные структуры) – кристаллографически ориентированные сростания фаз разного состава, образовавшихся при выделении избыточной доли изоморфной примеси (Урусов, 1977, 1987). Они относятся к числу закономерных топотаксических сростаний и образуются вследствие неустойчивости исходного твердого раствора при изменении физико-химических условий. Становление теоретических представлений о структурах распада тесно связано с понятием изоморфизма с одной стороны и с учением о гетерогенном равновесии – с другой. Впервые структуры распада обнаружены при изучении железоникелевых метеоритов в 1808 году и получили название «видманштеттеновы фигуры» по имени первооткрывателя А. Видманштеттена. Предложенная Я.Х. Вант-Гоффом теория о твердых растворах, позволившая правильно оценить наблюдаемые структуры в имеющихся материалах, появилась 120 лет назад. За это время представители различных дисциплин продвинулись в понимании сущности этого явления.

На раннем этапе изучения минералов со структурами распада приводились описания ламелей во вмещающих их минералах. Одной из первых публикаций, посвященной выпадению граната из клинопироксена в ксенолите эклогита (в работе порода названа «гриквайтом») из кимберлитовой трубки Кимберли представляется работа Ричарда Бека (Beck, 1907). Редкость вулканических пород, выносивших ксенолиты мантийных пород, их малая доступность для наблюдений (в отличие от крупных месторождений), а также исследование последовательности кристаллизации минералов в крупных массивах пород в связи с теоретическими и экспериментальными достижениями Б. Розебума, Д.П. Коновалова, И. Фогта, Ф. Бекке, В. Гольдшмидта, Н.С. Курнакова, Н. Боуэна, П. Эскола и др. определили дальнейший перерыв в рассмотрении мантийных ксенолитов и структур распада в слагающих их минералах. Тем не менее, явление распада твердых растворов четко фиксировалось в породообразующих пироксенах (расслоенных) интрузий базитового состава (Wahl, 1906; Vogt, 1905; Bucking, 1883; Wager, Deer, 1939; Hess, Phillips, 1938). Развитию идей экссолуционного происхождения графических (микропертитовых, ламелярных) сростаний пироксенов (так часто называли структуры распада) во многом способствовали фундаментальные работы Х.Х. Хесса (Hess, 1941a,b; Poldervaart, Hess, 1951), А.Б. Эдвардса (Edwards, 1942), Н.Ф.М. Генри (Henry, 1942), Х. Куно (Kuno, 1941; Kuno, Nagashima, 1952) и других. Именно начиная с работ Х.Х. Хесса и Н.Ф.М. Генри, появляется новый этап целенаправленного кристаллооптического и рентгеновского исследования структур распада в пироксенах.

При исследовании перидотитов альпинотипных массивов и офиолитов (Green, 1963; Kuno, 1941) в пироксенах отмечаются экссолюционные структуры. В то же время, посредством детальных микроскопических наблюдений в ромбических и моноклинных пироксенах из мафических и ультрамафических пород найдены более тонкие ламели оксидов – ильменита, рутила, шпинели (Sugi, 1951; Bown, Gay, 1959; Moore, 1968).

На данном этапе тщательно изучаются мантийные ксенолиты из различных вулканитов. В работах по мантийным породам регулярно встречаются описания крупных кристаллов пироксена с явными структурами распада (Boyd, Nixon, 1973; Schulze et al., 1978; Schmickler et al., 2004). При исследовании структур распада в дупироксеновых мегакристах из кимберлитовых трубок Южной Африки Х.О.А. Мейер и Р.Х. Маккаллистер (Meyer, McCallister, 1984) показали, что ограниченное развитие экссолюционных ламелей клинопироксена в ортопироксене зависит от крутого наклона ортопироксеновой ветви в дупироксеновой области несмесимости (Lindsley, Dixon, 1976). Описания ламелей граната в пироксенах были представлены для ксенолитов из кимберлитовой трубки Обнаженная (Якутия) (Соболев, Соболев, 1964), ксенолитов гранатовых пироксенитов из оливинового нефелинита Солт Лэйк Кратер (Гавайи) (Green, 1966; Kuno, 1969; Beeson, Jackson, 1970; Wilkinson, 1976), ксенолита шпинелевого пироксенита трубки Дилигейт (Австралия) (Lovering, White, 1969) и ряда ксенолитов из южноафриканских трубок (MacGregor, 1973; Boyd, 1974).

Моно- и полиминеральные экссолюционные ламели оксидов (ильменит, рутил, шпинель) также отмечались для заключенных в кимберлитах мегакристов и ксенокристов клинопироксена и ортопироксена, минералов мантийных ксенолитов из различных мест всего мира (например, кратон Каапвааль, Dawson, Reid, 1970; Ringwood, Lovering, 1970; Сибирский кратон, Лазько, 1979; Roden et al., 2006; кратон Слейв, Korylova et al., 1999).

В гранатовых мегакристах из кимберлитов Якутии и плато Колорадо (США) (Бобриевич и др., 1959а; 1964; Милашев, 1960; McGetchin, Silver, 1970), а также в гранатах из ксенолитов эклогитов в кимберлитовых трубках Южной Африки и Танзании (Williams, 1932; Nixon et al., 1963) были отмечены игольчатые ориентированные включения оксидов. В последующих работах были высказаны предположения об экссолюционной природе ориентированных включений в гранате, в частности, включений рутила (O'Hara, Yoder, 1967; Griffin et al., 1971; Соболев и др., 1973; Лазько, 1979).

При дальнейших исследованиях мантийных пород была установлено более широкое распространение пироксенов и гранатов со структурами распада твердых растворов в различных парагенезисах. В частности, проявление распада твердых растворов в слагающих их минералах отмечается в эклогитах (Lappin, 1973; Smyth, Caporuscio, 1984; Sautter, Harte, 1988, 1990; Haggerty, Sautter, 1990; Shatsky et al., 2008), перидотитах (van Roermund, Drury, 1998;

Dawson, 2004; Song et al., 2004), в пироксенитах и вебстеритах (Garrison, Taylor, 1981; Griffin et al., 1984; Sen, Jones, 1988; Zhang, Liou, 2003), а также в мегакристаллах (Aoki et al., 1980; Clarke, Pe-Piper, 1983; Wang et al., 1999) и во включениях в алмазах (Moore, Gurney, 1985; Sobolev, Yefimova, 2000; Brenker et al., 2002; Harte, Cayzer, 2007; Shatsky et al., 2014; Зедгенизов и др., 2015). Явление распада твердых растворов в минералах из кимберлитовых трубок Якутии описано в мегакристаллах, эклогитах, пироксенитах и вебстеритах (Лазько, 1979; Jerde et al., 1993; Соловьева и др., 1994; Qi et al., 1997; Афанасьев и др., 2001; Соловьева и др., 2002; Taylor et al., 2003; Roden et al., 2006; Гаранин и др., 2011; Бобров и др., 2012), в том числе в их алмазоносных разновидностях (Tomilenko et al., 2005; Korsakov et al. 2009; Shatsky et al., 2008).

В вышеперечисленных работах приводятся новые данные по минеральному составу продуктов распада в ортопироксенах, клинопироксенах и гранатах, выполнены оценки температуры и давления стабильности исходных минералов до распада твердых растворов. В ряде работ по кимберлитам Якутии на примере природных объектов показано преобразование морфологии продуктов распада при длительном отжиге в условиях верхней мантии и прослежена стадийность формирования структур распада в пироксенах и гранатах. В частности, в работе Л.В. Соловьевой и др. (1994) на примере мантийных ксенолитов из трубок Удачная, Мир и Обнаженная показана стадийность образования продуктов распада в моноклинном и ромбическом пироксенах мантийных ксенолитов (от тонких к крупным ламелям и зернам на границе минерала-хозяина), продемонстрированы все этапы последовательной перекристаллизации мегакристаллических пироксенитов и вебстеритов, содержащих пироксены со структурами распада, в гранобластовые мелко- и среднезернистые породы. В работе В.П. Афанасьева и др. (2001) прослежена стадийность формирования структур распада в гранатах и их эволюция в результате отжига: 1) образование зачаточных структур распада, распределенных в виде субмикронных фазовых неоднородностей в гранатах, 2) формирование ориентированных игольчатых и пластинчатых включений, 3) образование стяжений и узлов на пересечении игл, разрыв игл на более короткие отрезки, их изометризация, 4) образование изометричных включений с минимальной удельной поверхностью.

С появлением возможности проведения высокобарических экспериментов интерес к природным мантийным ассоциациям и стабильности мантийных минералов значительно возрос. Новаторские работы А.Е. Рингвуда, А. Мейджора, Н. Каваи, Д. Грина и др. не только позволили прояснить условия стабильности минералов из метеоритов, но и дали возможность в лабораторных условиях «заглянуть» в земные недра. Экспериментально было установлено, что при высоких давлениях (более 5 ГПа) в гранат может входить пироксеновый (мейджоритовый) компонент – минерал $Mg_3(MgSi)Si_3O_{12}$ (Akaogi, Akimoto, 1979; Irifune et al., 1986; Irifune, 1987; Presnall et al., 1990; Draper et al., 2003). Большинство мейджоритовых гранатов было найдено в

кимберлитах; некоторые также присутствуют в виде включений в алмазах из кимберлитов (Moore, Gurney, 1985; Соболев и др., 1997; Sobolev et al., 2004) и россыпей (Шацкий и др., 2010). Баланс зарядов в этих гранатах сохраняется за счет совместного вхождения Na в додекаэдрическую позицию и/или совместного вхождения Ca, Fe, Mg в октаэдрическую позицию (Akaogi, Akimoto, 1979; Moore, Gurney, 1985; Ono, Yasuda, 1996). Отмечалось, что Ti и P также могут входить в структуру граната при высоких давлениях при наличии или отсутствии избытка Si (Thompson, 1975; Bishop et al., 1976; Zhang et al., 2003; Konzett, Frost, 2009). Среди задокументированных сверхглубинных ксенолитов, содержащих мейджоритовый гранат (более 300 км), отмечены ксенолиты кимберлитовой трубки Ягерсфонтейн, Южная Африка (Haggerty, Sautter, 1990; Sautter et al., 1991). Гранаты в этих ксенолитах содержат многочисленные ламели клинопироксена, ориентированных вдоль плоскостей {111} и {110} граната, это указывает на то, что распад в них происходил в более низкобарических условиях. Сверхкремнистый гранат был обнаружен в породах орогенных поясов, так, например, в перидотитах Отрай из района Вестерн Гнейс, Норвегия (van Roermund et al., 2000) и эклогитах из террейна сверхвысоких давлений Сулу, Китай (Ye et al., 2000), образовавшихся на глубинах более 180-200 км. В пределах Якутской кимберлитовой провинции есть находки мейджоритовых гранатов среди включений в алмазах (Sobolev et al., 2004; Шацкий и др., 2010). Описания гранатов с ламелями пироксенов и содержавших до распада твердых растворов мейджоритовый компонент, пока единичны (Roden et al., 2006; Alifirova et al., 2012a; Бобров и др., 2012), что подтверждает актуальность предлагаемых исследований.

Экссоллюционные структуры, имеющие сходство с таковыми из минералов мантийных ксенолитов, были обнаружены также и в породах метаморфических комплексов (Lappin, 1974; Harte, Gurney, 1975; Reiche, Bausch, 1985; Smith, 1988; Sobolev, Shatsky, 1990; Zhang, Liou, 1999). Отдельные мантийные минералы, содержащие ламели распада или же слагающие их, представляют собой индикаторы сверхвысоких давлений и температур. Среди таких минералов отмечаются оливин, содержащий вставки Fe-, Cr- или Ti-содержащих оксидов (Dobrzhinetskaya et al., 1996; Bozhilov et al., 2003; Liu et al., 2005), гранат с ламелями пироксенов и других минералов (Haggerty, Sautter, 1990; van Roermund et al., 2000), ламели TiO₂ со структурой α -PbO₂ в рутиле (Hwang et al., 2000), ламели клиноэнстатита в энстатите (Bozhilov et al., 1999), ламели полиморфов SiO₂ (кварца, коэсита) в омфаците (Katayama et al., 2000; Dobrzhinetskaya et al., 2002; Zhu, Ogasawara, 2002; Liu et al., 2007). Экспериментальные данные по стабильности предполагаемых исходных минералов доказывают их глубинное происхождение (Akaogi, Akimoto, 1979; Presnall et al., 1990; Pacalo, Gasparik, 1990; Zhang et al., 2003; Dobrzhinetskaya et al., 2004). Нахождение перечисленных минералов-индикаторов в породах метаморфических комплексов определяет принадлежность таких террейнов к числу ультравысокобарических.

Исследование заведомо глубинных пород мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок позволяет дополнительно обосновать стабильность минералов из структур распада при высоких давлениях и температурах, а также расширить список минералов-индикаторов сверхглубинного мантийного происхождения.

Несомненный прогресс в исследовании структур распада был достигнут благодаря широкому использованию высокоразрешающих методик сканирующей электронной микроскопии, спектроскопии комбинационного рассеяния, которые позволили существенно расширить список минералов, слагающих ламели и ориентированные включения (например, Wang et al., 1999; Alifirova et al., 2012a). Современные работы по структурам распада затрагивают теперь не только кристаллографические и минералогические аспекты, но также посвящены изучению их геохимических особенностей (Dawson, 2004; Spengler et al., 2006, 2012).

В предшествующих исследованиях по мантийным ксенолитам из кимберлитовых трубок Якутии хорошо изучен минеральный состав продуктов распада в пироксенах, приводятся оценки температуры и давления стабильности исходных пироксеновых твердых растворов. Среди продуктов распада гранатов мантийных ассоциаций из кимберлитов Якутии установлены такие минералы, как рутил, ильменит, моноклинный и ромбический пироксены, хромит, оливин; в отдельных работах выполнены оценки P–T параметров стабильности исходных гранатов. В ряде публикаций по мантийным ксенолитам из кимберлитов Якутии показано преобразование морфологии продуктов распада при длительном отжиге в условиях верхней мантии и прослежена стадийность формирования структур распада в пироксенах и гранатах.

Однако опубликованные работы по мантийным включениям из различных вулканитов сосредоточены на рассмотрении структур распада в одном из породообразующих силикатных минералов (гранате или в одном из пироксенах) в ограниченном числе мантийных парагенезисов. Данная работа имеет целью детальное минералогическое и геохимическое исследование структур распада в гранатах и пироксенах мантийных пород разнообразных парагенетических типов из Якутской и Финской кимберлитовых провинций, что позволяет выявить связи между ассоциациями продуктов распада и парагенетической принадлежностью вмещающих гранатов и пироксенов, а также сопоставить данные P–T эволюции сосуществовавших минералов и, таким образом, всесторонне подойти к фундаментальной научной проблеме состава и эволюции мантийного вещества Сибирского и Карельского кратонов.

Глава 2. Геологическая характеристика района исследования

2.1. Краткое описание геологического строения и тектоники района исследований

Кимберлитовые трубки Обнаженная, Удачная, Мир и Зарница, из которых был взят материал, располагаются на Сибирской платформе и принадлежат Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП), занимающей северо-восточную часть платформы (**Рис. 1**) (Харьков и др., 1998). Данные трубки относятся к различным областям развития кимберлитов в пределах ЯКП: Нижнеоленинский район, Куойкское поле (трубка Обнаженная), Далдыно-Алакитский район, Далдынское поле (трубки Удачная и Зарница), Малоботуобинский район, Мирнинское поле (трубка Мир). Мало-Ботуобинский и Далдыно-Алакитский районы характеризуются позднедевонским возрастом кимберлитового магматизма, Нижнеоленинский – позднеюрским возрастом (Харьков и др., 1998).

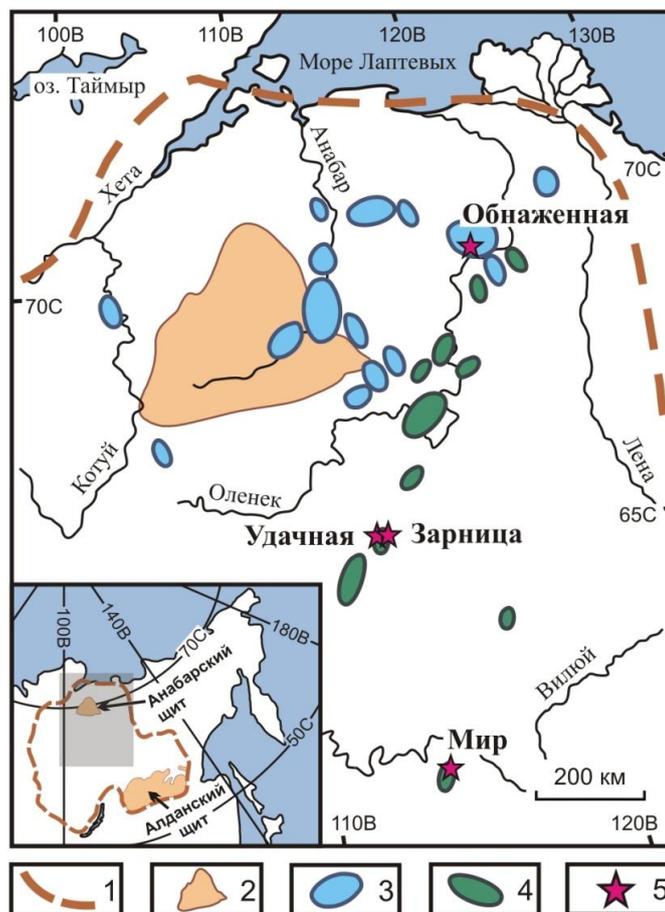


Рис. 1. Расположение якутских кимберлитовых трубок на Сибирской платформе (из работы Rokhilenko et al. 1999, с изменениями). 1 – граница Сибирской платформы, 2 – выходы кристаллического фундамента, 3- мезозойские кимберлитовые поля, 4 – палеозойские кимберлитовые поля, 5 – кимберлитовые трубки.

Кимберлитовая трубка Лахтойоки находится в северо-западной части Восточно-Европейской платформы на Балтийском щите в составе Финской кимберлитовой провинции (ФКП) (Рис. 2) (Lehtonen, 2005). Лахтойоки принадлежит кимберлитовому району Каави-Куопио, кимберлитовому полю Каави. Возраст кимберлитового магматизма в провинции Каави-Куопио эдиакарский (O'Brien et al., 2005).

Информация о местонахождении, времени открытия, размерах, возрасте и тектонической позиции каждой из трубок систематизирована в Таблица 1.

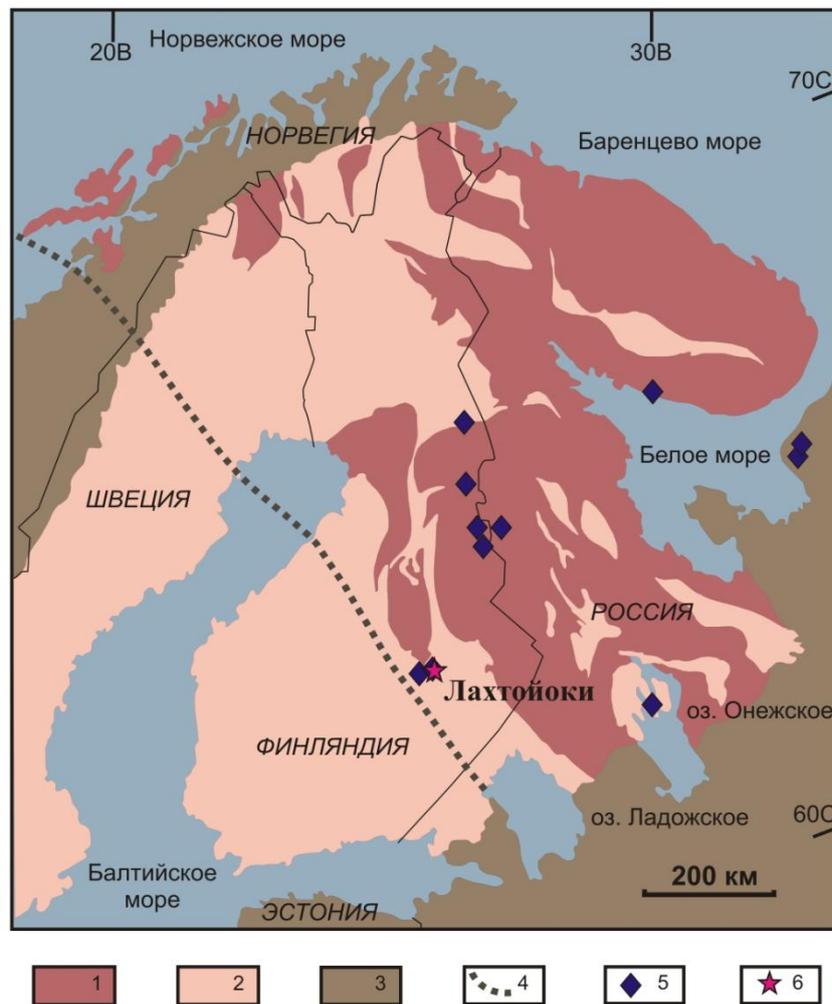
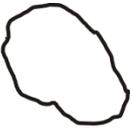
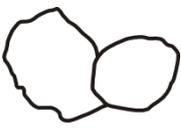


Рис. 2. Расположение финской кимберлитовой трубки Лахтойоки на Восточно-Европейской платформе (из работы Lehtonen, 2005). 1 - выходы архейских пород фундамента, 2 – выходы протерозойских пород фундамента, 3 – осадочный чехол, 4 – геофизическая граница архей/протерозой, 5 – кимберлитовые поля, 6 – трубка Лахтойоки.

В тектоническом плане якутские трубки находятся в пределах Сибирского кратона: трубки Мир, Удачная и Зарница принадлежат Анабарской тектонической провинции, трубка Обнаженная – Оленекской провинции (Розен и др., 2006). Финская трубка Лахтойоки располагается на Восточно-Европейском кратоне в составе тектонической провинции Фенноскандия, в структуре Карельского блока (Lehtonen, 2005). Отечественные и зарубежные исследователи часто называют Карельский блок Карельским кратоном (или протократоном), подчеркивая его длительную суверенную историю до формирования целостного кратона (Lehtonen, 2005; Bogdanova et al., 2008).

Трубки Удачная, Зарница, Обнаженная и Лахтойоки опробуют породы гранит-зеленокаменных террейнов, тогда как трубка Мир представляет материал гранулит-гнейсового блока (**Таблица 1**) (Розен и др., 2006). Породы Далдынского и Маганского террейнов выходят на поверхность на Анабарском щите, Карельского блока – на Балтийском щите, тогда как породы Мархинского и Биректинского террейнов перекрыты осадочными отложениями чехла. Все исследуемые кимберлитовые трубки находятся в относительной близости к крупным шовным зонам земной коры, разделяющим различные блоки соответствующих кратонов. Трубки Удачная и Зарница находятся вблизи границы Мархинского и Далдынского террейнов, трубка Мир – Маганского и Мархинского террейнов, трубка Обнаженная – Биректинского блока и Эекитского орогена (Розен и др., 2006); трубка Лахтойоки располагается на юго-западной окраине Карельского кратона вблизи его границы со Свеккофенским подвижным поясом (Lehtonen, 2005).

Таблица 1. Сводная характеристика изученных кимберлитовых трубок.

Название трубки	Обнаженная	Мир	Удачная	Зарница	Лахтойоки
Кимберлитовая провинция	Якутская	Якутская	Якутская	Якутская	Финская
Кимберлитовый район	Нижнеоленинский	Мало-Ботуобинский	Далдыно-Алакитский	Далдыно-Алакитский	Каави-Куопио
Кимберлитовое поле	Куойкское	Мирнинское	Далдынское	Далдынское	Каави
Абсолютный возраст	148±3 млн. лет (Дэвис и др., 1980)	362 млн. лет (Дэвис и др., 1980)	367±5 млн. лет (Кинни и др., 1997)	360 млн. лет (Дэвис и др., 1980)	~600 млн. лет (O'Brien et al., 2005)
Год открытия	1957	1955	1955	1954	1988
Размеры	30×45 м (Милашев, 1960)	490×320 м (Харьков и др., 1998)	520×440 м УЗ* 420×320 м УВ*	670×600 м*	250×100 м (Haglund, 2001)
Площадь	0.1 га*	13 га (Доусон, 1983)	30 га * (19 га УЗ и 11 га УВ)	32га (Харьков и др., 1998)	1.8 га (Haglund, 2001)
Форма в плане	Овальная 	Эллипсо-видная с пережимом 	Искаженная «восьмерка» (два сопряженных тела) 	Овально-округлая 	Эллипсо-видная 
Алмазоносность	Нет	Высокая	Высокая	Средняя	Низкая
Кратон	Сибирский	Сибирский	Сибирский	Сибирский	Восточно-Европейский
Тектоническая провинция	Оленекская	Анабарская	Анабарская	Анабарская	Фенноскандия
Террейн	Биректинский	Маганский	Мархинский	Мархинский	Карельский
Тип террейна	Гранит-зеленокаменный	Гранулит-гнейсовый	Гранит-зеленокаменный	Гранит-зеленокаменный	Гранит-зеленокаменный
Возраст формирования вещества террейна	2.4 млрд. лет (Розен и др., 2006)	2.9 млрд. лет (Розен и др., 2006)	3.1 млрд. лет (Розен и др., 2006)	3.1 млрд. лет (Розен и др., 2006)	3.2–2.6 млрд. лет (Bogdanova et al., 2008)

Примечание: * – расчетные значения, УЗ – Удачная-Западная, УВ – Удачная-Восточная.

2.2. Геологическая позиция и строение кимберлитовых трубок **Обнаженная, Удачная, Мир, Зарница (Якутская кимберлитовая провинция)**

Трубка Обнаженная располагается на реке Куойка – правом притоке реки Оленек (нижнее течение), вблизи устья. Трубка находится в береговом скальном обнажении, что является редким для Сибирской платформы примером выхода кимберлитовых образований на поверхность (Соболев, 1974). Возраст трубки Обнаженная по U-Pb методу по цирконам составляет 148 ± 3 млн. лет (Дэвис и др., 1980). Детальные работы по трубке были проведены В.А. Милашевым (Милашев, 1960; Милашев и др., 1963).

Особый интерес к трубке был проявлен после установления ее геологического возраста на основании находки в кимберлитовой брекчии ростра белемнита на уровне эрозионного среза доломитов синийского яруса, вмещающих трубку (Милашев, Шульгина, 1959) (по современным представлениям, доломитов эдиакарских отложений). Эта находка позволила четче определить интервал вероятного внедрения кимберлитового расплава. Данная и последующие находки служат доказательством перемешивания материала в теле трубки со значительным перемещением его ниже уровня первоначального залегания (Мальков, 2008). Глубина денудационного среза на Куойкском поле оценивается в 1500–2000 м (Брахфогель, 1984).

Трубка Обнаженная сложена в основном кимберлитовой брекчией с массивной текстурой цемента (Овчинников, 1989). Автолитовые брекчии присутствуют на некоторых участках по периферии. Основная масса состоит из карбонат-серпентинового материала с магнетитом, ильменитом, перовскитом, оливином, флогопитом. Во вкрапленниках отмечено довольно много свежего оливина. Ксеногенный материал, составляющий до 20-25 % от объема брекчии, представлен обломками пород осадочного чехла, кристаллического фундамента платформы, мантийными ксенолитами. Размер обломков колеблется от нескольких миллиметров до 1 метра. В качестве ксенокристаллов присутствуют оливин, шпинель, гранат, пироксены, представляющие собой продукты дезинтеграции мантийных пород. Основная часть ксенолитов представлена обломками осадочных пород (преимущественно карбонатных). В меньшей степени встречаются ксенолиты кристаллических сланцев. Глубинные ксенолиты составляют незначительный процент от общего количества ксеногенного материала. В пределах трубки имеется участок, локально обогащенный глубинными ксенолитами. Наличие такой зоны свидетельствует об одноактном выносе «струи» глубинного материала (Соболев, 1974). Среди комплекса ксенолитов глубинных пород преобладают шпинелевые и гранат-шпинелевые лерцолиты. Присутствуют также гранатовые и шпинелевые пироксениты с широкими вариациями содержания орто- и клинопироксена. Типичны для трубки Обнаженная находки

биминеральных, корундовых, кианитовых эклогитов; описаны эклогиты, в которых чередуются прослой хромсодержащих минералов с безхромистыми (Соболев, 1974).

Трубка Удачная состоит из двух сопряженных тел (западного и восточного) и на поверхности имеет форму искаженной восьмерки. Западное тело значительно больше по размеру, чем восточное. В верхней части до глубины 250 м западное и восточное тела непосредственно контактируют друг с другом, глубже они разобщены (Зинчук и др., 1993; Харьков и др., 1998). Возраст трубки Удачная 367 ± 5 млн. лет по U-Pb методу по перовскитам (Кинни и др., 1997).

Вмещающие породы представлены доломитами, известняками, мергелями, аргиллитами, алевролитами, песчаниками, известковистыми конгломератами нижнего ордовика (на современной поверхности), верхнего и среднего кембрия (вскрыты скважинами). В трубке Удачная ксенолиты осадочных пород представлены известняками, доломитами с примесью глинистого и песчаного материала, а также мергелями и алевролитами. Размер ксенолитов варьирует от мельчайших обломков (доли миллиметров) до гигантских «плавающих рифов», размер которых в поперечнике превышает сотню метров. Большой интерес представляют находки на глубине более 800 м фаунистически охарактеризованных ксенолитов карбонатных пород с руководящей фауной лландоверийского возраста; эти породы, ныне уничтоженные эрозией, в момент внедрения кимберлитов залегали выше современной поверхности трубки. Данные находки однозначно доказывают перемещение обломочного материала в трубке на значительную глубину – 1000 м.

Западное тело. В западном теле можно выделить несколько разновидностей кимберлитовых пород, образование которых связано с самостоятельными фазами внедрения кимберлитового расплава (Харьков и др., 1998). Первая фаза внедрения представлена кимберлитовыми брекчиями серого и зеленовато-серого цвета, интенсивно измененными вторичными процессами. Ксеногенный материал представлен обломками осадочных пород, кристаллических сланцев, реже пород ультраосновного состава. Кимберлитовые брекчии второй фазы внедрения характеризуются повышенным содержанием псевдоморфоз по оливину, автолитов, ксенолитов осадочных пород. На заключительном этапе становления трубки внедрялись кимберлиты пепельно-серого цвета порфировой структуры с низким содержанием ксенолитов осадочных пород (Зинчук и др., 1993). Западное тело сильно серпентинизировано на всю вскрытую глубину. Трубка Удачная-Западная содержит повышенное количество ксенолитов метаморфических пород фундамента. Среднее содержание глубинных ксенолитов составляет 0.1-0.3 %. По степени распространенности: 57.1 % – деформированные гранатые серпентиниты (аполерцолиты), 31.1 % – равномернозернистые гранатые серпентиниты (аподуниты, апогарцбургиты, аполерцолиты), 6.0 % – безгранатые (шпинелевые и

бесшпинелевые) аполерцолиты, менее 6 % – породы основного состава (эклогиты и пироксениты). Характерной чертой всех типов ксенолитов является сильная переработка вторичными процессами (Харькив и др., 1998).

Восточное тело. При разведке глубоких горизонтов было установлено сложное строение восточного тела, обусловленное многофазным внедрением кимберлитового расплава. Выделяется различное число фаз внедрения (от 2 до 4) с варьирующими границами между ними и типами кимберлита (Харькив и др., 1998). В центральной части восточного тела вскрыты уникальные по сохранности кимберлитовые породы. Кимберлиты этой разновидности характеризуются брекчиевой текстурой и наличием огромного количества практически не затронутого серпентинизацией оливина. Для этой разновидности кимберлитов характерно наличие неизмененных включений глубинных пород. В рассматриваемых породах В.К. Маршинцевым и др. (1976) обнаружен редкий карбонат натрия – шортит. В неизмененном кимберлите впервые для трубки Удачная были обнаружены зерна монтichelлита, периклаза, санидина (Зинчук и др., 1993; Харькив и др., 1998). Восточное тело уникально в отношении количества ксенолитов глубинных пород (0.03-0.6 %), их разнообразия, наличия оригинальных нодулей. Распределение этих ксенолитов также неравномерное – в основном они тяготеют к центральному участку. Среди них наблюдаются как мелкие обломки, так и гигантские глыбы массой более 100 кг.

Ксенолиты трубки Удачная-Восточная представлены широким рядом фациальных групп и разновидностей. Обнаружены и описаны многочисленные ксенолиты алмазоносных парагенезисов ультраосновного и основного (эклогитового) составов (Пономаренко и др., 1973; Пономаренко и др., 1976; Похиленко и др., 1976, 1993; Соболев, 1974; Соболев и др., 1984; Anand et al., 2004; Логвинова и др., 2015). Наиболее распространенными среди ксенолитов являются деформированные лерцолиты (62.9 %), содержащие гранат с широкими вариациями состава (от низко- до высокохромистого). Среди деформированных типов пород встречаются оригинальные образования, содержащие пикроильменит. По данным Харькив и др. (1998) равномернозернистые разновидности ксенолитов, включающие дуниты, гарцбургиты и лерцолиты с гранатом варьирующей хромистости, составляют 17 % всех находок. Безгранатовые парагенезисы встречаются в явно подчиненном количестве, они составляют всего лишь 14.7 %. Описаны оригинальные породы шпинель-пиропового состава под названием алькремитов (Пономаренко, 1975). Ксенолиты основных пород – эклогиты и пироксениты – встречаются реже, они составляют в сумме 6.5 %. Эти породы характеризуются большим количеством разновидностей. Среди эклогитов, кроме двуминеральных, обнаружены дистеновые, коэситовые, пикроильменитовые. Выявлены ксенолиты гроспидитов, в том числе алмазоносные. Найдены ксенолиты пироксенитов с первичной слюдой, хромпироповые, пироп-

альмандиновые и некоторые другие их разновидности (например, Соболев, 1974; Владимиров и др., 1976; Уханов и др., 1988; Специус, Серенко, 1990; Соловьева и др., 1994; Spetsius, 2004).

Трубка Мир располагается в долине реки Иирэлях и на поверхности имеет форму овала со слабым пережимом примерно в средней части (Харькив и др., 1998). Возраст трубки Мир 362 млн лет по U-Pb методу по цирконам (Дэвис и др., 1980). Трубка прорывает карбонатно-терригенные и галогенно-карбонатные породы ордовика и кембрия, силлы и дайку долеритов позднедевонского возраста (Харькив и др., 1998). Терригенно-карбонатные породы представлены известняками, доломитами, мергелями, алевролитами и их переходными разностями. Пласты и линзы каменной соли мощностью до первых десятков метров занимают значительный объем в разрезе прорванных пород (Соболев, 1974).

Верхние горизонты трубки Мир образовались в результате трехфазного внедрения кимберлитового расплава. Кимберлитовые брекчии первой фазы слагают большую часть северо-западной половины трубки. Кимберлитовые брекчии второй фазы на уровне современного эрозионного среза локализованы в юго-восточной части трубки и инъецируют брекчии северо-западной половины трубки. Кимберлитовые породы третьей фазы формируют на юго-востоке трубки вытянутое в северо-западном направлении дайковидное тело. Кроме описанных трех фаз кимберлитовых брекчий, образование которых происходило в результате последовательного внедрения самостоятельных порций кимберлитового расплава из эволюционирующего магматического очага, вдоль контакта с вмещающими породами почти повсеместно отмечаются своеобразные кимберлитовые брекчии, названные эндоконтактовыми. Зона кимберлитовых пород, разделяющая породы первой и второй фаз внедрения характеризуется высокими концентрациями рифов вмещающих пород. Эта зона совпадает с пережимом трубки, рассекая ее в почти меридиональном направлении на две части.

Кимберлитовые брекчии описываемой трубки содержат переменное количество обломочного материала терригенно-карбонатных пород чехла платформы и трапшов. Ксенолиты кристаллических сланцев фундамента платформы в трубке Мир встречаются крайне редко. Среди них выделяются эклогитоподобные породы, амфиболиты, биотит-амфиболовые кристаллические сланцы. Количество граната и пикроильменита в трубке Мир повышено (в среднем 0.51 и 0.75 %, соответственно) (Харькив и др., 1998).

В трубке Мир относительно широко распространены ксенолиты пород верхней мантии. Они представлены породами, образовавшимися в широком интервале P-T-условий: от области стабильной кристаллизации алмаза (глубина 150-200 км, алмазсодержащие ультрабазиты и эклогиты) до верхних горизонтов мантии (глубина 50-60 км, шпинелевые и бесшпинелевые ультрабазиты, пироксениты и другие). Данным находкам посвящены многочисленные публикации (например, Бобриевич и др., 1959b; Владимиров и др., 1976; Гаранин и др., 1983;

Соболев, 1974; Соловьева и др., 1994; Специус, Серенко, 1990; Уханов и др., 1988). Преобладают гранатовые лерцолиты. Зональность в распределении ксенолитов по глубине отсутствует. Интенсивность замещения ксенолитов вторичными минералами полностью зависит от степени измененности кимберлитов, вмещающих эти ксенолиты (Харькив и др., 1998). В кимберлитах трубки Мир впервые в нашей стране был найден и изучен алмазоносный эклогит, где алмаз является породообразующим минералом (Бартошинский, 1960; Бобриевич и др., 1959b). В трубке Мир был выявлен и изучен новый тип алмазоносной породы – гранатовый пироксенит (Пономаренко и др., 1980), а также сделана первая находка алмазоносного гранат-ильменитового перидотита (Пономаренко, 1977). В этой же трубке обнаружены единичные ксенолиты алмазоносных перидотитов, оригинальные ксенолиты ильменитовых перидотитов и пироксенитов с гранатом и без него (Пономаренко, 1977). Описан также уникальный образец гранатового лерцолита с неоднородным составом граната (Sobolev et al., 1997a).

Трубка Зарница расположена на правом берегу реки Далдын, на водоразделе ручьев Дьяха и Загадочного (Харькив и др., 1998). В горизонтальном сечении трубка имеет близкую к изометричной форму, в вертикальном срезе трубка конусовидная. Зарница представляет собой первую кимберлитовую трубку, открытую на Сибирской платформе. Возраст трубки Зарница составляет 360 млн лет по U-Pb методу по цирконам (Дэвис и др., 1980).

Трубка прорывает карбонатные и глинисто-карбонатные породы нижнего ордовика и верхнего кембрия. По внешнему облику кимберлит разделен на пять разновидностей, которые отличаются по окраске, степени обогащенности ксенолитами и степени вторичного изменения (Бобриевич и др., 1959a). По текстурно-структурным особенностям выделяются две разновидности: 1) автолитовая брекчия, расположенная в основном в верхних горизонтах трубки; 2) массивный кимберлит, вскрытый на глубоких (ниже 450 м) горизонтах.

Кимберлитовая брекчия содержит ксенолиты осадочных пород, в том числе содержащих фауну лландоверийского яруса, отложения которого полностью эродированы на данной территории. Наряду с осадочными породами в кимберлите трубки Зарница в большом количестве присутствуют ксенолиты метаморфических пород – кристаллические сланцы, амфиболиты, эклогитоподобные породы.

Верхнемантийные ксенолиты представлены перидотитовыми, пироксенитовыми и эклогитовыми разновидностями, оливин и ортопироксен в них, как правило, замещены вторичными минералами (Бобриевич и др., 1959a; Харькив и др., 1998).

2.3. Геологическая позиция и строение кимберлитовой трубки Лахтойоки (Финская кимберлитовая провинция)

Трубка Лахтойоки была открыта в 1988 году Malmikaivos Oy и Ashton Mining Limited. В то время это было седьмое кимберлитовое тело, найденное в Финляндии, потому данную трубку еще называют Трубка №7 (Каави-7). Трубка находится в 45 км к северо-западу от регионального центра Куопио (Peltonen et al., 2002). Промышленная разработка велась в 2004-2005 гг.

Основная часть трубки сложена макрокристовым гетеролитным туффзитовым кимберлитом диатремовой фации, в меньшей степени она сложена кимберлитом гипабиссальной фации. Средняя степень алмазности трубки 25.7 карат на 100 т. Ксенолиты эклогитов присутствуют в подчиненных количествах (менее 1 %) по отношению к перидотитовым и нижнекоровым ксенолитам (Peltonen et al., 2002).

Ксенолиты перидотитов из данной кимберлитовой трубки вторично изменены в результате гидротермальной силицификации. Весь оливин и практически весь ортопироксен в перидотитах замещены альфа-кварцем и волокнистым кремнеземом; замещение кремнеземом сопровождалось соосаждением никелистых сульфидов. Таким образом, ультрамафические ксенолиты были преобразованы в метасоматические кварцевые породы (т.н. бирбириты), содержащие порядка 90 мас.% SiO₂. Совершенное сохранение структур верхнемантийных пород предполагает, что кремнезем постепенно замещал оливин и ортопироксен за счет синхронных реакций растворения и осаждения. Силицификация, как предполагается (Peltonen, 1999), происходила *in situ*, следуя за внедрением кимберлитового расплава, за счет конвектирования флюида, который представлял собой смесь из магматического флюида и поверхностной воды (предполагается, что расплав Лахтойоки внедрился в основание озера). В результате кимберлитового магматизма тепловой поток создал условия для высвобождения кремнезема, серы и свинца из материнских пород и переосаждения их во вмещающем кимберлите и включенных в него ксенолитах (Peltonen, 1999).

Глава 3. Методы исследования

3.1. Подготовка материалов

На начальном этапе исследования проводился отбор образцов, содержащих минералы со структурами распада. Ксенолиты интересующих парагенезисов были изучены на стереоскопическом микроскопе МБС-10.

Выявление минералов со структурами распада представляется весьма трудоемким в связи с тем, что ламели в экссолюционных структурах имеют малые размеры, часто не превышая в поперечнике 3-5 мкм. Для идентификации структур распада проводилось извлечение осколков зерен минералов из породы путем частичного дробления и помещение их в спиртовой раствор. Данная процедура позволяла избежать влияния бликов и дефектов поверхности зерен, мешающих при просмотре цельных кусков пород под биноклем.

Для изготовления плоскополированных пластинок из цельных кусков породы выпиливались пластины толщиной 2-4 мм. Подбирались различные направления распила, при подходящем размере образцов для каждой породы изготавлилось не менее 4-6 пластин. Далее под биноклем выбирались участки, наиболее полно характеризующие породы и минеральные взаимоотношения в них. Полученные пластины утонялись до необходимой толщины и полировались с двух сторон для дальнейшего исследования пород на оптическом микроскопе. Полировка образцов проводилась на алмазных пастах и алмазных пленках для получения ровной поверхности, позволяющей изучать мелкие минералы.

3.2. Аналитические методы исследования

Исследование структур распада твердых растворов проводилось с использованием ряда локальных аналитических методов: оптическая микроскопия, сканирующая (растровая) электронная микроскопия, спектроскопия комбинационного рассеяния, рентгеноспектральный микроанализ с электронным зондом, масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией. Ряд перечисленных методов позволил получить новые данные о минеральном составе структур распада и дать их комплексную характеристику в породообразующих минералах ксенолитов разнообразных мантийных пород.

Оптическая микроскопия в проходящем и отраженном свете применялась для петрографического изучения ксенолитов, определения минерального состава породообразующего парагенезиса, выявления взаимоотношений минералов (в том числе в структурах распада), определение ориентировки и размера ламелей. Исследования проводились на микроскопе Olympus BX51 (Япония), снабженном фотовидеокамерой высокого разрешения Olympus ColorView III. В работе использовались объективы с увеличениями 2×, 4×, 10×, 20×,

50×, 100×. С помощью оптического микроскопа проводилась подготовка образцов к другим видам анализа. В отраженном свете выполнялась фотосъемка участков минералов-матриц, содержащих продукты распада. Полученные изображения использовались для дальнейшей оцифровки и расчета составов до распада твердых растворов (реконструкции валовых химических составов минералов).

Метод **сканирующей электронной микроскопии (СЭМ)** осуществлялся на анализаторах LEO 1430 VP с энергодисперсионным рентгеновским спектрометром Oxford (Carl Zeiss) и JSM-6510 с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy-350 (Oxford Instruments) MIRA 3 (TESCAN, Чехия) Аналитического центра ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Аналитики А.Т. Титов, Н.С. Карманов, М.В.Хлестов.

Для работы на приборе использовались плоскополированные пластинки образцов с напылением углерода. Съемка минералов проводилась при ускоряющем напряжении до 30 кВ в низком вакууме в режиме обратно рассеянных электронов, разрешение до 0.5 мкм (обычно больше 1 мкм). С помощью метода диагностировался минеральный состав продуктов распада во вмещающих их минералах, в том числе в тонких сростаниях. Использование ЭДС позволило полуколичественно определить составы мелких продуктов распада. За счет высокой энергии, а также закономерности рассеяния большего числа обратно рассеянных электронов тяжелыми элементами (более светлое изображение для тяжелых элементов, чем для легких) получают контрастные изображения, обусловленные средним атомным номером элементов, составляющих минерал. Растровые изображения в обратно рассеянных электронах использовались для уточнения расчетов валовых химических составов минералов по фотоснимкам с оптического микроскопа.

Метод **спектроскопии комбинационного рассеяния (КРС)** осуществлялся с помощью спектроанализаторов комбинационного рассеяния U-1000 и LabRAM HR800 (Horiba Jobin Yvon). Возбуждение на спектроанализаторе U-1000 проводилось твердотельным лазером Spectra Physics с длиной волны 532 нм и мощностью 1.5 Вт. КР-спектроанализатор LabRAM HR800 с конфокальной оптической системой оснащен аргоновым лазером с длиной волны 514 нм.

Техника КР-спектроскопии (Раман-спектроскопии) базируется на изучении спектров комбинационного рассеяния света, которые отражают взаимодействие лазерного излучения с колебательными уровнями молекул анализируемого объекта. Спектроскопия комбинационного рассеяния позволяет проводить анализ вещества в жидком, газообразном и твердом состоянии. С помощью КР-спектроскопии определяется качественный химический состав и структура исследуемого объекта. Получаемые спектры комбинационного рассеяния минералов характеризуются высокой специфичностью, что обусловлено уникальностью сдвига

рамановского излучения (разница энергий между исходным светом и рамановским рассеянным излучением) для каждой молекулы. Интенсивностью рамановского излучения определяется количество этих молекул. Преимуществом метода является то обстоятельство, что он позволяет изучать мелкие фазы (разрешение менее 1 мкм) и при этом не требует их вскрытия. КР-спектрометры оснащены микроскопом с объективами 50×, 100× кратного увеличения, что дает возможность быстро находить кристаллические фазы и выбирать наиболее удобные участки для их анализа. Метод использовался для идентификации кристаллических фаз в составе структур распада твердых растворов.

Химический состав минералов, слагающих структуры распада твердых растворов, определялся методом **рентгеноспектрального микроанализа с электронным зондом**. Анализ проводился на микроанализаторах: Cameca Camebax-micro, совмещенном с энергодисперсионной приставкой Kevex; JEOL JXA 8100; Cameca SX100 (Университет Теннесси, г. Ноксвилл, США). Параметры съемки для большинства минералов: сила тока 40 нА, ускоряющее напряжение 20 кВ, время съемки 10 с, диаметр пучка электронного зонда 2 мкм. Для гранатов, пироксенов проводился 10-элементный анализ на SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, FeO, MgO, MnO, CaO, K₂O, Na₂O. Пределы обнаружения обычно составляли 0.03–0.04 мас.% для SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O и P₂O₅, 0.05–0.07 мас.% для FeO, MnO и Cr₂O₃. В качестве эталонов использовались аттестованные стандарты минералов. Точность анализа 2 отн. %. Аналитики Л.В. Усова, В.Н. Королюк, А. Пэтчен.

Метод также использовался для получения данных о закономерностях распределения элементов в минералах и для выявления неоднородности их составов. Проводилась съемка разных участков зерен в различных частях образца. Недостатком метода рентгеноспектрального микроанализа при изучении минералов из структур распада является ограничение размера анализируемого объекта (обычно более 2–5 мкм).

Анализ составов минералов на редкие элементы выполнялся методом **индуктивно связанной плазменной масс-спектрометрии с лазерной абляцией (LA ICP-MS)**. Измерения проводились:

1) в лаборатории исследования флюидов при факультете по наукам о Земле Университета Вирджинии, Вирджиния Тек, Блексбург, США. Масс-спектрометр Agilent 7500se оборудован системой лазерной абляции Geolas: автоматизированная система с эксимерным лазером COMPro с длиной волны 193 нм. Программное обеспечение для пересчета поэлементных спектров интенсивности на концентрации – AMS1.1.0.

2) в научно-исследовательском центре Университета Маккуори, Сидней, Австралия. Масс-спектрометр Agilent 7500cs с системой лазерной абляции Continuum Surelite I-20,

твердотельный лазер с модуляцией добротности, длина волны 266 нм. Обработка данных проводилась в программе GLITTER. Анализы выполнены В.Г. Мальковцом.

3) в аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Масс-спектрометр Finnigan Element-2 с приставкой для лазерной абляции. Аналитик С.В. Палесский.

Испарение вещества проводилось на участках, свободных от ламелей и других включений, выбранных с помощью оптической системы. Основной рабочий диаметр пучка лазера – 60 мкм, в отдельных случаях использовались пучки размером 24, 32, 44, 80, 100 мкм. Съемка каждого образца сопровождалась контрольным измерением стандартов (внешние стандарты NIST 610 и NIST 612). В качестве внутренних стандартов для расчета концентраций элементов использовались данные РСМА: Са в клинопироксене, Mg в ортопироксене, Al в гранате. Относительное стандартное отклонение при измерениях не превышало 5-10%.

3.3. Расчетные методы исследования

Оценки химического состава исходных гомогенных минералов выполнялись согласно следующей процедуре. По оцифрованным изображениям, полученным на оптическом и сканирующем электронном микроскопах, с помощью встраиваемого модуля PlotCalc в программном пакете CorelDRAW были определены площадные модальные соотношения минералов, слагающих структуры распада. Для перехода от площадных значений содержаний продуктов распада к объемным была введена поправка, предлагаемая в работах (Kirkpatrick, 1977; Cashman, Marsh, 1988). Для оценки химических составов исходных минералов выполнялось преобразование объемных долей в массовые с учетом покомпонентно рассчитанных плотностей минералов в структурах распада. Молярные объемы всех компонентов взяты при стандартных условиях. Погрешность расчета составов составляла обычно не более 10 отн.%. Детальное описание методики расчета приводится в статье (Alifirova et al., 2015).

Формулу расчета состава исходного гомогенного минерала в упрощенном виде можно записать следующим образом:

$$X_{исх.мин.}^{oxide} = X_i^{oxide} \times \left(\frac{\rho_i \times \varphi_i}{\sum \rho_i \times \varphi_i} \right)$$

где $X_{исх.мин.}^{oxide}$ – содержание оксида в реконструированном составе минерала, X_i^{oxide} – содержание оксида в минерале, слагающем структуры распада (включая минерал-хозяин), ρ_i – плотность минерала, слагающего структуры распада, рассчитанная покомпонентно по отношению молярной массы к молярному объему, φ_i – объемная доля минерала, слагающего структуры распада.

Глава 4. Минералого-петрографическая характеристика мантийных ксенолитов

4.1. Общая петрографическая характеристика мантийных ксенолитов

Исследованная коллекция ксенолитов из 40 образцов включает мантийные породы, где присутствуют три типа парагенезисов: *перидотитовый* (21 образец), *вебстерит-пироксенитовый* (14 образцов) и *эклогитовый* (5 образцов). Перечень образцов приведен в **Таблица 2**.

4.1.1. Перидотитовый тип парагенезиса

4.1.1.1. Зернистые лерцолиты

Зернистые лерцолиты из кимберлитовых трубок Мир (1 образец), Лахтойоки (3 образца) и Обнаженная (4 образца) относятся как к гранатовым, так и гранат-шпинелевым и шпинелевым разновидностям. Для пород характерна крупнозернистая структура (**Рис. 3**, а-б). По классификации Мерсье и Николя (Mercier, Nicolas, 1975) данные породы имеют протогранулярную структуру. В гранат-шпинелевых лерцолитах хромшпинель формируют отдельные зерна среди минералов лерцолитовой ассоциации. Исключение составляет образец из трубки Обнаженная О-571, в котором обособления хромшпинели темно-бурого цвета диаметром до 3–4 мм заключены в крупные порфиробласты граната (**Рис. 3**, а). В изученных лерцолитах гранат малиново-лилового цвета слагает округлые зерна диаметром до 14–17 мм. Они обычно окружены келифитовыми каймами. В порфиробластах граната из лерцолита трубки Лахтойоки Ка-6 видна цветовая зональность – края имеют более бледную окраску, тогда как центральные части имеют насыщенный лиловый цвет с александритовым эффектом. Ксеноморфные зерна клинопироксена размером 3–7 мм варьируют по цвету от светлого бутыльно-зеленого до яркого изумрудно-зеленого. Ортопироксен в образцах имеет характерный медово-желтый оттенок, ксеноморфные порфиробласты достигают 10 мм в длину. Оливин слагает изометричные бесцветные ксеноморфные зерна размером 4–6 мм в поперечнике. В гранат-шпинелевом лерцолите из трубки Мир М34/01 найдены относительно крупные обособления графита (2–3 мм в длину). В этом образце оливин и ортопироксен частично серпентинизированы. В меньшей степени серпентинизация проявлена в лерцолитах трубки Обнаженная.

Таблица 2. Обобщенная минералого-петрографическая характеристика изученной коллекции мантийных ксенолитов.

Образец	Трубка	Параге- незис**	Порода	Разновидность породы	Сокра- щение	Тип структуры*	Т (°С)	Р (ГПа)	Породообразующие минералы со структурами распада			
									Grт	Срх	Орх	Ку
О-125	Обнаженная	ВП	Клинопироксенит	Гранатовый	ГК		810	3.2	+	+	+	
О-173	Обнаженная	ВП	Вебстерит	Гранатовый	ГВ		830	2.8	+	+	+	
О-207	Обнаженная	П	Оливиновый вебстерит	Гранатовый	ГОВ	Зернистый	830	3.4	+	+	+	
О-107	Обнаженная	ВП	Клинопироксенит	Гранатовый	ГК		800	3.2	+	+		
О-264	Обнаженная	ВП	Вебстерит	Гранатовый	ГВ				+	+	+	
О-332	Обнаженная	ВП	Вебстерит	Гранатовый	ГВ				+	+	+	
О-571	Обнаженная	П	Лерцолит	Гранат- шпинелевый	ГШЛ	Зернистый			+	+	+	
О-301	Обнаженная	ВП	Вебстерит	Гранатовый	ГВ				+	+	+	
О-550	Обнаженная	ВП	Вебстерит	Гранатовый	ГВ		780	2.4	+	+	+	
О-436	Обнаженная	П	Оливиновый вебстерит	Гранат- шпинелевый	ГШОВ	Зернистый	816	3.3		+	+	
М4/01	Мир	П	Оливиновый вебстерит	Гранат- шпинелевый	ГШОВ	Зернистый			+	+	+	
М5/01	Мир	ВП	Вебстерит	Гранатовый	ГВ		690	2.0	+	+	+	
М31/01	Мир	П	Оливиновый вебстерит	Гранатовый	ГОВ	Зернистый	890	4.3	+	+	+	
М34/01	Мир	П	Лерцолит	Гранат- шпинелевый	ГШЛ	Зернистый	740	2.4	+	+	+	
UV70/03	Удачная-Восточная	ВП	Ортопироксенит	Гранатовый	ГО				+		+	
UV41/03	Удачная-Восточная	ВП	Вебстерит	Гранатовый	ГВ					+	+	
UV201/09	Удачная-Восточная	ВП	Клинопироксенит	Гранатовый	ГК				+	+		
UV223/09	Удачная-Восточная	П	Оливиновый вебстерит	Гранатовый	ГОВ	Зернистый	910	4.5	+	+	+	
UV127/09	Удачная-Восточная	П	Оливиновый вебстерит	Гранатовый	ГОВ	Зернистый	850	3.7	+	+	+	
UV345/08	Удачная-Восточная	ВП	Ортопироксенит	Гранат- шпинелевый	ГШО		674	2.3	+	+	+	
UV383/09	Удачная-Восточная	ВП	Клинопироксенит	Гранатовый	ГК				+	+		

Примечание на следующей странице.

Продолжение таблицы 2.

Образец	Трубка	Парагене- незис*	Порода	Разновидность породы	Сокра- щение	Тип структуры**	Т (°С)	Р (ГПа)	Породообразующие минералы со структурами распада			
									Grt	Срх	Орх	Ку
UV300/09	Удачная-Восточная	П	Оливиновый клинопироксенит	Гранатовый	ГОК	Зернистый			+	+		
LUV134/10	Удачная-Восточная	Э	Гроспидит	-	Гр		1070 ‡	4.9	+	+		+
UV662/11	Удачная-Восточная	Э	Эклогит	Коэситовый	КЭ		970 ‡	4.1	+	+		
UV58/10	Удачная-Восточная	Э	Эклогит	Коэситовый	КЭ		1071 ‡	4.9	+	+		
UV394/10	Удачная-Восточная	П	Оливиновый вебстерит	Гранатовый	ГОВ	Зернистый	1088	5.2	+	+		
UV241/09	Удачная-Восточная	П	Лерцолит	Гранатовый	ДГЛ	Деформированный			+	+		
UV831/09	Удачная-Восточная	П	Лерцолит	Гранатовый	ДГЛ	Деформированный	1266	5.6	+	+		
Об106/12	Обнаженная	П	Оливиновый вебстерит	Гранатовый	ГОВ	Зернистый	672	1.5	+	+		+
Об108/12	Обнаженная	П	Оливиновый вебстерит	Гранатовый	ГОВ	Зернистый	719	1.9	+	+		+
Об113/12	Обнаженная	П	Лерцолит	Гранат- шпинелевый	ГШЛ	Зернистый	682	1.9	+	+		+
О-1085	Обнаженная	ВП	Клинопироксенит	Гранатовый	ГК		790	3.0	+	+		
Об111/12	Обнаженная	П	Лерцолит	Шпинелевый	ШЛ	Зернистый				+		+
Ка-1	Лахтойоки	П	Лерцолит	Гранатовый	ГЛ	Зернистый			+	+		
Ка-2	Лахтойоки	П	Лерцолит	Гранат- шпинелевый	ГШЛ	Зернистый			+	+		+
Ка-6	Лахтойоки	П	Лерцолит	Гранатовый	ГЛ	Зернистый			+	+		
LUV184/10	Зарница	Э	Эклогит	Биминеральный	БЭ		1080 ‡	4.9	+	+		
OLK1514	Обнаженная	Э	Эклогит	Биминеральный	БЭ		813 ‡	3.2	+	+		
О-25	Обнаженная	П	Оливиновый вебстерит	Гранат- шпинелевый	ГШОВ	Зернистый	670	1.8	+	+		+
О-39	Обнаженная	П	Лерцолит	Гранатовый	ГЛ	Зернистый	709	2.0	+	+		+

Примечание: * Тип парагенезиса пород: ВП – вебстерит-пироксенитовый, П – перидотитовый, Э – эклогитовый. ** Тип структуры указан для пород перидотитового парагенезиса согласно работе Бойда (Boyd, 1973). Методы оценки температур и давлений указаны в разделах 5.2.1. и 5.2.2. (‡).

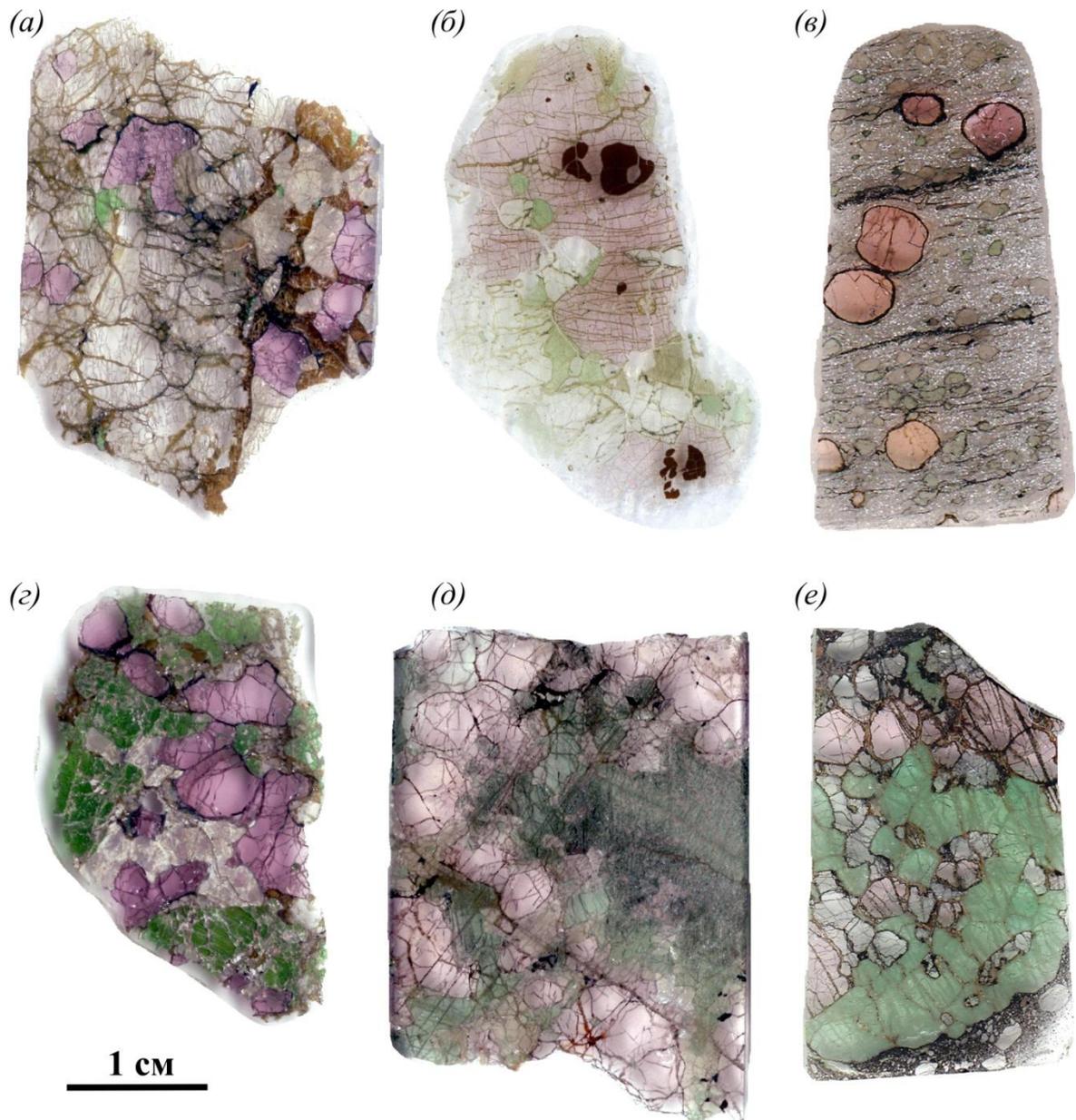


Рис. 3. Фотографии плоскополированных пластинок ксенолитов (проходящий свет), демонстрирующие различные текстурно-структурные особенности пород перidotитового типа парагенезиса: (а) – зернистый гранат-шпинелевый лерцолит М34/01 (трубка Мир) с протогранулярной структурой, (б) – зернистый гранат-шпинелевый лерцолит О-571 (трубка Обнаженная) с зернами хромшпинели, заключенными в порфиробласты граната, (в) – деформированный гранатовый лерцолит UV831/09 (трубка Удачная-Восточная) с флюидально-мозаично-порфирукластической структурой, (г) – гранат-шпинелевый оливиновый вебстерит М4/01 (трубка Мир) с равномернозернистой структурой, (д) – гранатовый оливиновый вебстерит О-207 (трубка Обнаженная) с неравномернозернистой структурой, (е) – гранатовый оливиновый клинопироксенит UV300/09 (трубка Удачная-Восточная).

В лерцолитах из трубки Лахтойоки практически весь оливин и ортопироксен замещены кварцем с многочисленными мелкодисперсными включениями сульфидов. Сульфиды в лерцолитах из трубок Мир и Обнаженная слагают округлые скопления до 0.5 мм в диаметре, находящиеся между зернами других минералов, и глобулярные включения в гранате и реже в пироксенах (до 0.4 мм в поперечнике).

4.1.1.2. Деформированные лерцолиты

Гранатовые лерцолиты из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная UV241/09 и UV831/09 относятся к группе деформированных перидотитов. По классификации Булье и Николя (Boullier, Nicolas, 1975) данные породы имеют мозаично-порфирокластическую и флюидально-мозаично-порфирокластическую структуры, соответственно. Гранат в породах слагает крупные округлые порфиробласты размером до 7–10 мм. Зерна граната оранжево-красного и фиолетово-красного цвета окружены келифитовыми каймами, которые варьируют по толщине. В гранатовых порфиробластах образца UV241/09 в изобилии содержатся округлые черные включения (расплавные включения) диаметром до 0.5 мм, которые сложены тонкозернистым агрегатом неидентифицированных минералов. Кроме того, гранаты в данном образце демонстрируют зональность по цвету от более насыщенного оранжево-красного цвета по краям зерен до более бледного в их центральных частях. Порфиробласты клинопироксена бутылочно-зеленого цвета достигают в длину 5–6 мм, но чаще встречаются в виде небольших зерен размером 2–4 мм. Бесцветный оливин присутствует в виде порфирокластов и необластов. Оливин и клинопироксен содержат кристаллические включения сульфидов и оксидов (по данным СЭМ). Порфиробласты ортопироксена встречаются относительно редко. В породе среди породообразующих минералов находятся многочисленные округлые обособления до 4–5 мм в поперечнике, сложенные тонкозернистым агрегатом, а также мелкими зернами ильменита и сульфидов. Порода относительно свежая, несмотря на то, что межзерновое пространство визуально выглядит почти черным, непрозрачным, вторичный серпентин практически отсутствует. В образце UV831/09 практически весь оливин находится в виде полигональных необластов (**Рис. 3, в**), часть из которых содержит сульфидные включения. Зерна ромбического и моноклинного пироксенов слагают порфирокласты размером до 2–3 мм и рекристаллизованные необласты, формирующие «шлейф» мелких полигональных зерен вдоль «линий течения». Порода не содержит вторичного серпентина.

4.1.1.3. Оливиновые вебстериты

В коллекции имеются гранатовые и гранат-шпинелевые оливиновые вебстериты из кимберлитовых трубок Мир (2 образца), Обнаженная (5 образцов) и Удачная-Восточная (3

образца). Отмечаются как средне-, крупнозернистые, так и гигантозернистые разновидности структур пород (**Рис. 3**, г-д). Выделены породы с равномернозернистой структурой, по текстурно-структурным особенностям более похожие на лерцолиты, и породы с неравномернозернистой структурой, близкие по виду пироксенитам.

В неравномернозернистых образцах (О-207, О-436, О-25, Об106/12, UV394/09) выделяются зоны со структурами распада твердых растворов в пироксенах и участки с зернистой структурой. В первых находятся крупные (до 18 мм) ксеноморфные зерна клинопироксена и/или ортопироксена (до 17–20 мм длиной) с включениями и пластинчатыми вростками других минералов. Зернистые участки сложены порфиробластами граната до 11 мм в диаметре (цвет варьирует от оранжево-красного до фиолетово-розового), мелкими зернами пироксенов (обычно до 2–4 мм длиной), ксеноморфными зернами оливина (до 5 мм в поперечнике), ильменита и хромшпинели (в гранат-шпинелевых разновидностях).

В оливиновых вебстеритах трубки Обнаженная оливин частично серпентинизирован вдоль границ зерен. В образце О-436 пироксены частично замещены хлоритом и серпентином. В ксенолите трубки Удачная-Восточная UV394/09 вторичная минерализация практически отсутствует. В образцах UV394/09 и О-436 отмечены пластинки флогопита размером до 0.1–0.2 мм. В ксенолите О-436 характерно нахождение мелких зерен хромшпинели размером до 1 мм внутри скоплений зерен граната в матрице породы, а также в виде включений в ламелях граната. В ксенолитах присутствуют сульфиды, в основном слагающие изометричные обособления между зернами других минералов и включения в них, а также образующие тонкие жилы.

В образцах с равномернозернистой структурой (UV127/09, UV223/09, М4/01, М31/01, Об108/12) гранат фиолетово-розовых или лиловых оттенков слагает порфиробласты диаметром до 7 мм, которые обычно окружены келифитовыми каймами толщиной до 0.5–0.7 мм. Крупные изумрудно-зеленые ксеноморфные зерна клинопироксена достигают 11 мм в длину. В некоторых образцах вокруг зерен клинопироксена развиты оторочки из вторичных минералов. Светлые желтоватые ксеноморфные зерна ортопироксена достигают 8–12 мм в длину. В образцах М4/01 и М31/01 ортопироксен сохранился лишь в виде реликтов и большей частью замещен смесью серпентина, карбонатов и сульфатов. Размер псевдоморфоз с островками ортопироксена достигает 9 мм в длину. Округлые зерна оливина по размеру не превышают 6–8 мм и в отдельных образцах частично серпентинизированы по краям. В образцах из трубки Удачная-Восточная серпентинизация отмечается, главным образом, вдоль контакта с кимберлитом. Оливин в породах из трубки Мир полностью замещен серпентином, изометричные псевдоморфозы серпентина по оливину составляют обычно 6–8 мм в поперечнике. В образце М31/01 присутствуют многочисленные крупные идиоморфные

пластинки флогопита длиной до 8 мм. В других образцах также отмечается флогопит, слагающий пластинки меньшего размера (до 1 мм). Сульфиды в равномернозернистых оливиновых вебстеритах встречаются в виде жилок толщиной до 1 мм, глобулярных включений в минералах, а также в виде обособлений неправильной или округлой формы до 300 мкм в поперечнике.

4.1.1.4. Оливиновый клинопироксенит

Гранатовый оливиновый клинопироксенит UV300/09 из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная имеет крупнозернистую структуру породы (**Рис. 3**, е). Округлые красновато-лиловые порфиробласты граната достигают 10–12 мм в диаметре, окружены келифитовыми каймами. Ксеноморфные зерна клинопироксена изумрудно-зеленого цвета длиной до 10–14 мм пронизаны трещинами, вдоль которых они выглядят мутными. Ксеноморфные изометричные зерна оливина распределены между крупными порфиробластами клинопироксена и граната, зерна оливина сравнительно мельче, обычно 3–5 мм в поперечнике. Вдоль границ зерен оливина и граната развиты чешуйчатые агрегаты флогопита, толщина прожилков до 1 мм. Флогопит присутствует в породе в виде крупных таблиц до 6 мм в поперечнике. Вторичные минералы в породе практически отсутствуют.

4.1.2. Вебстерит-пироксенитовый тип парагенезиса

4.1.2.1. Вебстериты

Вебстериты из кимберлитовых трубок Мир (1 образец), Обнаженная (5 образцов) и Удачная-Восточная (1 образец) представляют собой гранатовые разновидности пород. Структуры пород варьируют по размеру зерен от мелкозернистой в образце UV41/03 (размер зерен до 3 мм) до гигантозернистой в вебстерите M5/01 (размер отдельных зерен ортопироксена достигает 3 см в длину). По взаимоотношениям породообразующих минералов выделяются породы с равномерным распределением зерен и породы, в которых крупные зерна пироксенов (ламелярная структура) и гранатов погружены в более мелкозернистую матрицу из зерен породообразующих минералов (**Рис. 4**, а-б). Гранат светло-розового цвета находится в виде крупных порфиробластов (до 11 мм в диаметре), скоплений мелких зерен, а также ламелей и включений в пироксенах. В вебстерите из трубки Удачная-Восточная UV41/03 гранат не образует отдельных крупных зерен, слагая цепочки мелких зерен размером не более 0.5 мм. Клинопироксен бутылочно-зеленого цвета присутствует в виде ксеноморфных зерен длиной до 18–22 мм. В большинстве образцов данной группы зерна ортопироксена медово-желтого цвета составляют 3–6 мм в длину, в вебстерите M5/01 порфиробласты ортопироксена достигают 20–30 мм в длину. Границы крупных зерен гранатов и пироксенов формируют тройные

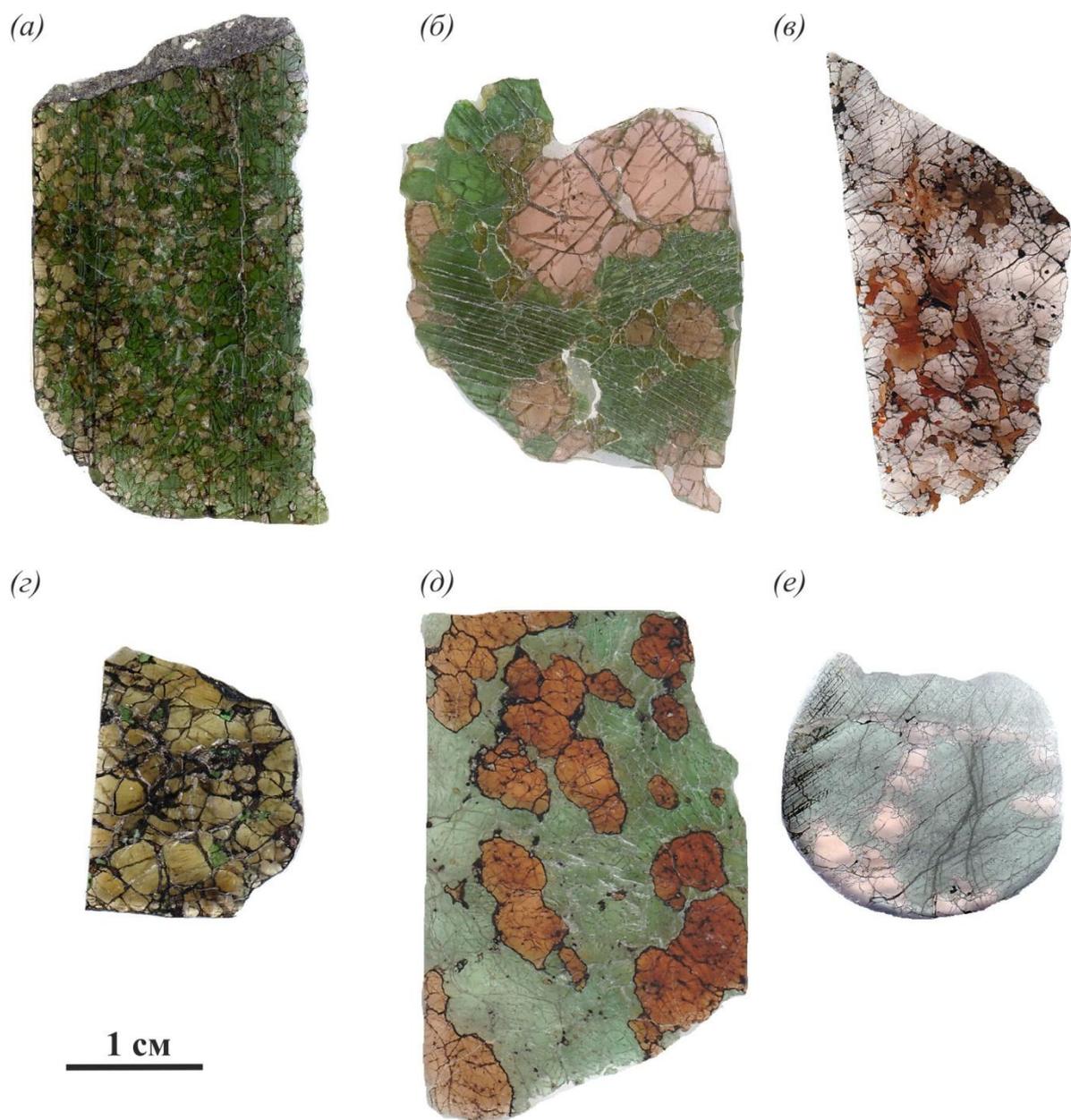


Рис. 4. Фотографии плоскополированных пластинок ксенолитов (проходящий свет), демонстрирующие различные текстурно-структурные особенности пород вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса: (а) – мелкозернистый гранатовый вебстерит UV41/03 (трубка Удачная-Восточная), (б) – крупнозернистый гранатовый вебстерит О-550 (трубка Обнаженная), (в) – гранатовый ортопироксенит UV70/03 (трубка Удачная-Восточная), содержащий флогопит и амфибол, (г) – гранат-шпинелевый ортопироксенит UV345/08 (трубка Удачная-Восточная), (д) – гранатовый клинопироксенит UV201/09 (трубка Удачная-Восточная), (е) – неравномернозернистый гранатовый клинопироксенит О-1085 (трубка Обнаженная).

сочленения, что не характерно для пластинчатых вростков и цепочек мелких зерен вокруг порфиروبластов. Сульфиды в образце формируют небольшие обособления неправильной изометричной формы, размер некоторых в поперечнике составляет 0.5 мм. Глобулы сульфидов присутствуют в виде включений в гранате (образец М5/01). В вебстерите трубки Мир М5/01 среди других минералов находятся пластинки флогопита размером до 3 мм.

Образец из трубки Удачная-Восточная UV41/03 не содержит вторичных минералов, в породах из трубки Обнаженная незначительной серпентинизации подвергся ортопироксен, тогда как в вебстерите из трубки Мир М5/01 ортопироксен интенсивно изменен и замещен агрегатом серпентина и карбонатов, сохранились участки с реликтами неизмененных зерен.

4.1.2.2. Ортопироксениты

Ортопироксениты из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная (UV70/03 и UV345/08) значительно отличаются друг от друга по петрографии породы (**Рис. 4**, в-г).

Гранат-шпинелевый ортопироксенит UV345/08 имеет неравнозернистую структуру, в которой крупные ксеноморфные зерна ортопироксена медово-желтого цвета (до 8 мм в длину) находятся среди более мелких зерен граната и клинопироксена. Гранат темно-лилового цвета формирует отдельные относительно крупные зерна (до 2 мм), а также цепочки зерен и пластинчатые вростки в пироксенах (шириной до 0.5 мм). Зерна граната окружены келифитовыми каймами. Изумрудно-зеленый клинопироксен находится в виде отдельных ксеноморфных зерен длиной до 3 мм и вростков в ортопироксене. Темно-бурая (почти черная) хромшпинель слагает мелкие зерна между другими минералами, а также пластинки в ортопироксене. В целом порода практически свежая, только некоторые зерна ортопироксена частично замещены серпентином.

В образце UV70/03 крупные светло-розовые порфиробласты граната до 10 мм в поперечнике преобладают над прочими минералами по объемному содержанию. В подчиненных количествах в породе находятся зеленовато-желтый ортопироксен с длиной зерен до 4 мм, красновато-коричневый флогопит с пластинками до 2–3 мм в длину, таблицы зеленовато-коричневого амфибола до 2 мм длиной, а также мелкие зерна рутила, ильменита и апатита до 0.5 мм в диаметре. Среди аксессуарных минералов в породе найдены также циркон, монацит. В пластинке флогопита найдено включение граната.

4.1.2.3. Клинопироксениты

Клинопироксениты из кимберлитовых трубок Обнаженная (образцы О-107, О-125 и О-1085) и Удачная-Восточная (UV201/09 и UV383/09) относятся к гранатовым разновидностям. Ортопироксен в виде отдельных единичных зерен присутствует в клинопироксенитах трубки

Обнаженная. В клинопироксенитах трубки Удачная-Восточная зерна ортопироксена не найдены.

В образцах трубки Удачная-Восточная крупные зерна граната и клинопироксена близки по размеру, что создает почти равномернозернистый рисунок породы (**Рис. 4, д**). Гранат насыщенного оранжево-красного цвета находится в образцах в виде самостоятельных округлых зерен диаметром до 8 мм и в виде многочисленных включений в клинопироксене размером до 0.5–1 мм. Зерна граната окружены тонкими келифитовыми каймами толщиной не более 0.1–0.2 мм. Ярко-зеленые ксеноморфные зерна клинопироксена имеют размер от 2–3 до 11 мм в длину. Зерна граната и клинопироксена содержат округлые включения с черным тонкозернистым агрегатом и светлыми карбонатами, размер таких обособлений колеблется от нескольких десятков микрон до 1 мм. В клинопироксените UV383/09 между зернами клинопироксена и граната по жилам располагаются пластинки флогопита около 1 мм по удлинению.

В образцах трубки Обнаженная участки со средне-, мелкозернистой структурой перемежаются с крупными кристаллами клинопироксена, содержащего пластинчатые вроски граната и ортопироксена, формирующие ламелярную структуру породы (**Рис. 4, е**). Ксеноморфные зерна клинопироксена длиной до 2–2.7 см имеют зеленый цвет. Светло-розовый гранат слагает удлиненные пластинки шириной до 0.2 мм и длиной до 4–5 мм, а также полигональные зерна и включения в клинопироксене. Зерна граната формируют цепочки вдоль границ зерен клинопироксена наряду с отдельными мелкими зернами ортопироксена (до 2 мм в поперечнике). Гранат также формирует относительно крупные порфиробласты до 4–5 мм в диаметре. Среди аксессуарных минералов характерно нахождение сульфидов, слагающих гнезда среди порообразующих минералов размером до 0.5–0.8 мм.

Породы практически свежие, незначительное развитие серпентина и хлорита отмечается вдоль контакта с кимберлитом.

4.1.3. Эклогитовый тип парагенезиса

4.1.3.1. Козситовые эклогиты

Эклогитовые ксенолиты трубки Удачная-Восточная UV662/11 и UV58/10 характеризуются средне-, крупнозернистой структурой (**Рис. 5**). Гранаты насыщенного оранжево-красного цвета слагают порфиробласты диаметром 3–7 мм, вокруг зерен граната наблюдаются келифитовые каймы переменной толщины (до 0.2 мм). Клинопироксен-1 слагает ксеноморфные зерна темно-зеленого цвета размером 2–10 мм. Вдоль трещин и границ зерен клинопироксена-1 развиты симплектитовые срастания, сложенные вторичным клинопироксеном (клинопироксен-2) и полевыми шпатами, формируя так называемую губчатую структуру. На отдельных участках породы хорошо видны тройные сочленения

прямолинейных границ зерен граната и клинопироксена. Кварц в данных породах замещает коэзит и представлен зернистыми агрегатами неправильной формы до 4 мм в диаметре, отдельные зерна кварца в которых достигают 0.5–1 мм в ширину. В некоторых кварцевых агрегатах встречены игольчатые включения рутила. В эклогите UV662/11 найдены крупные симплектитоподобные срастания между гранатом и зернистыми агрегатами кварца. В ксенолитах между зернами породообразующих минералов найдены участки (пакеты) с округлыми очертаниями до 1–1.5 мм шириной. Эти участки сложены акцессорными и вторичными минералами, такими как оксиды, сульфиды, хлорит, амфибол, калишпат, флогопит, карбонаты, шпинелиды. В образце UV58/10 в таких пакетах найдены редкие зерна апатита размером не более 10 мкм.

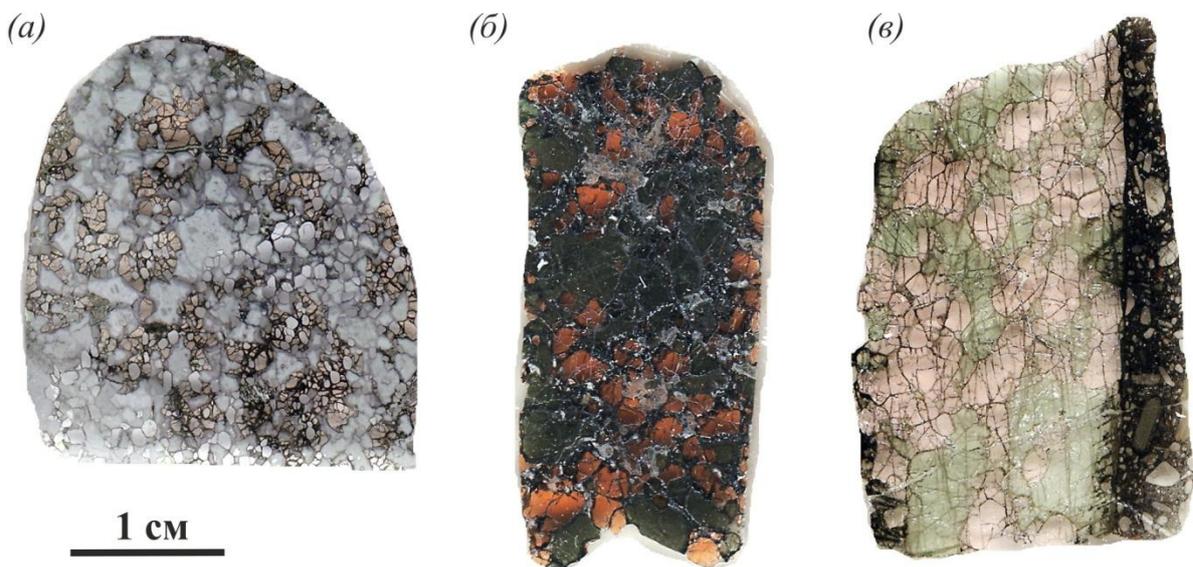


Рис. 5. Фотографии плоскополированных пластинок ксенолитов (проходящий свет), демонстрирующие различные текстурно-структурные особенности пород эклогитового парагенезиса: (а) – гроспидит LUV134/10 (трубка Удачная-Восточная), (б) – коэзитовый эклогит UV58/10 (трубка Удачная-Восточная), (в) – крупнозернистый эклогит OLK1514 (трубка Обнаженная), содержащий ламели ортопироксена в клинопироксене.

4.1.3.2. Гроспидит

Гроспидит LUV134/10 из трубки Удачная-Восточная имеет сложную мелко-, среднезернистую структуру (**Рис. 5**). Бледно-голубые идиоморфные зерна кианита имеют длину до 3 мм, для них характерно простое двойникование. Светло-оранжевые зерна граната варьируют по размеру от 0.5 до 2 мм. Наблюдаются две генерации граната. Гранат-1 (первой генерации) слагает гипидиоморфные или округлые отдельные зерна. Тогда как гранат второй генерации (гранат-2) находится в виде удлиненных диабластовых зерен червеобразной морфологии и срастается с зернистыми агрегатами кварца, замещающими коэзит, образуя

крупные симплектиты до 8–10 мм в длину. Зерна клинопироксена неправильной формы до 10 мм длиной имеют светло-зеленый цвет с голубоватым оттенком. Зерна кианита и граната-1 погружены в клинопироксеновую матрицу, формируя пойкилобластовую структуру. Несмотря на то, что порода относительно свежая, практически весь клинопироксен первой генерации (клинопироксен-1) пронизан симплектитовыми срастаниями из клинопироксена-2 и полевого шпата, при этом сохранены незамещенные реликты. Между зернами кианита, граната и клинопироксена первой генерации наблюдаются тройные сочленения границ зерен. В зернах кианита часто находятся включения кварца (параморфозы по коэситу). В ксенолите отмечены небольшие участки (обычно < 100 мкм в поперечнике), сложенные акцессорными и вторичными минералами: баритом, целестином, сульфидами, калишпатом, амфиболами.

4.1.3.3. Биминеральные эклогиты

Эклогит LUV184/10 из кимберлитовой трубки Зарница имеет среднезернистую структуру с порфиробластами граната и клинопироксена примерно равного размера. Изометричные зерна граната оранжево-красного цвета имеют размер от 0.5-1 до 5 мм в диаметре. Мелкие зерна граната обычно неправильной формы, тогда как более крупные порфиробласты по морфологии почти идиоморфные. Светло-зеленые ксеноморфные зерна клинопироксена до 3–4 мм в длину неоднородно замещены продуктами вторичного изменения – серпентином и хлоритом, местами сохранены реликты клинопироксена. Несмотря на заметное вторичное изменение породы, на отдельных участках сохранились тройные сочленения границ зерен граната и клинопироксена. В породе найдены округлые обособления (до 0.5 мм в поперечнике), заполненные вторичными минералами.

В эклогитовом ксенолите из кимберлитовой трубки Обнаженная OLK1514 участки со средне-, крупнозернистой структурой перемежаются с участками с ламелярной структурой (**Рис. 5, в**). Гранат слагает светлые оранжево-розовые гипидиоморфные порфиробласты до 3–5 мм в диаметре. Светло-зеленые ксеноморфные зерна клинопироксена до 8–10 мм в длину содержат крупные ламели ортопироксена до 30–100 мкм шириной и 1–3 мм длиной. Отдельные зерна ортопироксена в породе не встречены. Границы зерен между гранатом и клинопироксеном местами сочленяются под углом 120°. Эклогит практически свежий, вторичное изменение минералов и развитие серпентина в незначительной степени проявлено вдоль контакта с вмещающим кимберлитом.

4.2. Минералого-петрографические особенности структур распада в гранате

4.2.1. Общая характеристика

В исследуемой коллекции находится 37 ксенолитов со структурами распада в гранатах (из 39 образцов с гранатом), гранат из 9 ксенолитов содержит только тонкие (зачаточные) структуры распада.

Крупные порфиробласты граната обычно содержат до 3 об.% экссолюционных продуктов (ЭП). Общей характеристикой всех ЭП является их относительно равномерное распределение в матрице минерала-хозяина. ЭП в гранатах закономерно распределены и ориентированы по плоскостям $\{111\}$ и $\{110\}$ граната. Распределение ЭП в гранате-хозяине в отдельных случаях приурочено к центральным частям порфиробластов. Наблюдаются вариации по размерности и морфологии ЭП в пределах порфиробластов (участки с крупными длинными ламелями, участки с мелкими короткими ламелями), тем не менее, не выявлено четкой приуроченности таких участков к определенным зонам роста минерала-хозяина. Отмечено, что вокруг относительно крупных продуктов распада проявляется «зона истощения» – здесь расстояния до соседних ЭП больше по сравнению с таковым на участках с ЭП одного размера.

По морфологии ЭП в гранатах подразделяются на: а) тонкие иглы диаметров обычно 2-5 мкм и длиной 100-1000 мкм, б) крупные пластинки и ламели длиной более 100 мкм, толщиной обычно не более 20 мкм и с постоянной или переменной формой сечения, в) субмикронные вытянутые включения или их серии диаметром менее 1 мкм и длиной менее 20 мкм, г) слабо вытянутые (квазиизометричные) ориентированные включения диаметром 1-3 мкм и длиной до 10-30 мкм, д) пластинки по 2-5 мкм в поперечнике, переходящие в более крупные включения, е) крупные ламели с «симплектитовой» оторочкой толщиной до 2-3 мкм.

По размеру и морфологии экссолюционных продуктов структуры распада в гранатах условно разделены на две полярные группы: а) развитые структуры распада с ЭП более 2–5 мкм в поперечнике (**Рис. 6, а**); б) тонкие (зачаточные) структуры распада с субмикронными ЭП менее 0.5 мкм в поперечнике (**Рис. 6, б**). В исследуемых образцах в порфиробластах граната нередко отмечается совместное нахождение ЭП различного размера и морфологии. В отдельных случаях в минерале-хозяине соседствуют тонкие и развитые структуры распада (например, в гранатовом оливиновом вебстерите UV223/09 из трубки Удачная), интерпретируемые как разные стадии консервации (развития) структур распада. Нахождение тонких структур распада в гранатах отмечалось отдельно (**Таблица 3, Таблица А.1, Приложение А**).

В **Таблица 3** и **Таблица А.1 (Приложение А)** указаны минералы, идентифицированные в структурах распада в гранатах изученных образцов. Поминеральная

характеристика ЭП приводится ниже. Наборы ЭП в минерале-хозяине одного образца названы ассоциациями экссолюционных продуктов. В большинстве изученных образцов продукты распада гранатов представлены несколькими минералами. Исключением являются гранатовый клинопироксенит О-125 (трубка Обнаженная), в котором клинопироксен составляют мономинеральные структуры распада в гранате. Характерной особенностью структур распада в гранатах является нахождение оксидных минералов среди ЭП. Наиболее распространенным минералом ЭП в гранатах является рутил. Как правило, при нахождении оксидных минералов (рутил, ильменит, хромит) в структурах распада в гранате обычно присутствует хотя бы малой доли других минералов (клинопироксена, ортопироксена, оливина, кварца/коэсита, апатита).

В гранатах и пироксенах присутствуют моно- и полиминеральные продукты распада.

Полиминеральные (или составные) **продукты распада** представляют собой срастания выделившихся индивидов.

Отмечаются следующие типы срастаний продуктов распада в гранатах:

- 1) иглы и ламели на продолжении друг друга, нередко с чередованием минералов,
- 2) продольно сросшиеся ламели,
- 3) продукты распада с включениями других минералов (встреченных в структурах распада или же характерных только для данного типа ЭП),
- 4) иглы в срастании с изометричными включениями, часто в узлах срастания ЭП,
- 5) частично сросшиеся ламели в продольном или поперечном положении,
- 6) сдвойникованные ламели.

Виды срастаний представлены на **Рис. 7** (а-е). Присутствие составных продуктов распада указывалось отдельно (**Таблица А.1, Приложение А**).

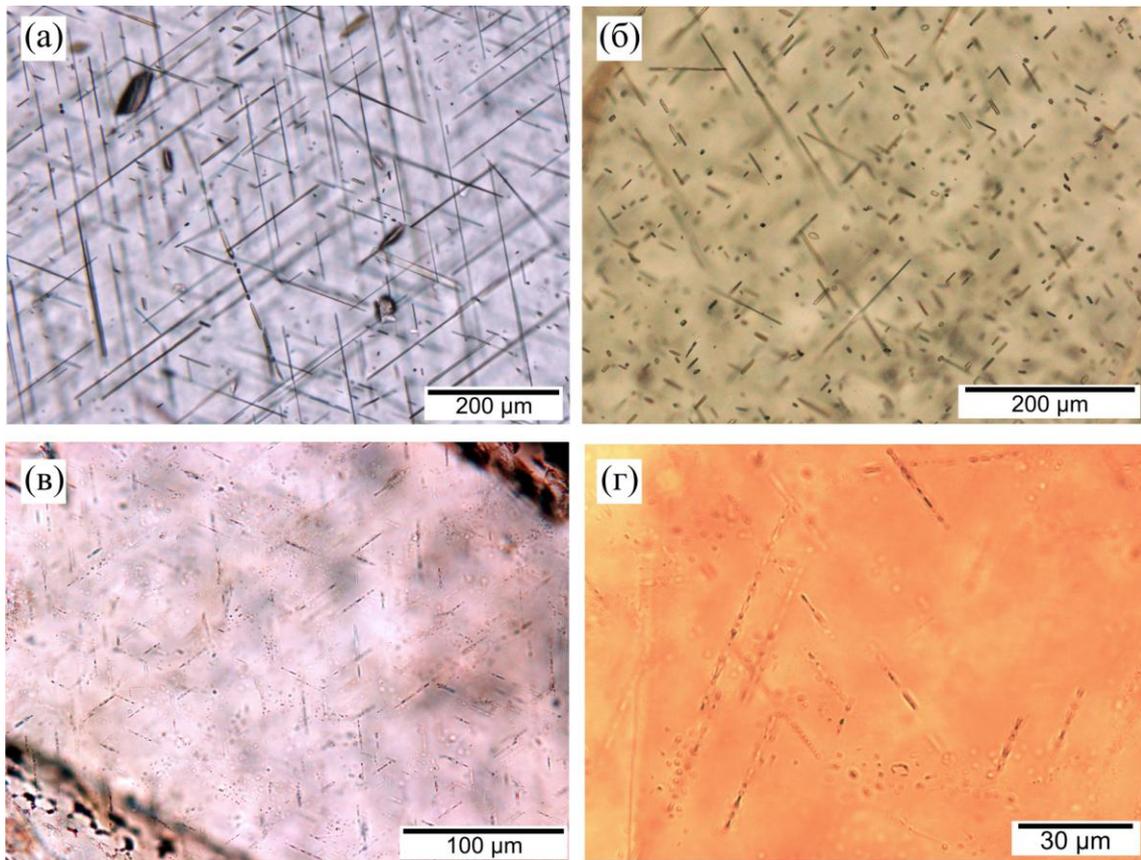


Рис. 6. Структуры распада различной размерности в гранатах (проходящий свет): (а) – развитые структуры распада, большинство длинных игл сложено рутилом, гранат-шпинелевый лерцолит Ob113/12 (трубка Обнаженная), (б) – развитые структуры распада с короткими иглами и пластинками, сложены рутилом, ильменитом, клинопироксеном и другими минералами, гранатовый оливиновый вебстерит O-207 (трубка Обнаженная), (в) – тонкие (зачаточные) структуры распада, минералы в продуктах распада не идентифицированы, гранатовый клинопироксенит UV201/09 (трубка Удачная-Восточная), (г) – тонкие структуры распада крупным планом, продукты распада не идентифицированы, деформированный гранатовый лерцолит UV241/09 (трубка Удачная-Восточная).

Таблица 3. Минералы, диагностированные среди продуктов распада гранатов из мантийных ксенолитов перидотитового, вебстерит-пироксенитового и эклогитового типов парагенезисов.

Минерал-хозяин	Перидотитовый тип парагенезиса			Вебстерит-пироксенитовый тип парагенезиса			Эклогитовый тип парагенезиса		
	Зернистые лерцолиты	Деформированные лерцолиты	Оливиновые вебстериты	Вебстериты	Клинопироксениты	Ортопироксениты	Коэситовые эклогиты	Биминеральные эклогиты	Гроспидиты
ГРАНАТ	Ol Opx Cpx Rt Ilm Ctn Chr TCP	Chr TCP	Ol Cpx Amp Rt Ilm Ctn TCP	Cpx Rt Ilm Ctn Opx Ol Pl‡	Cpx Rt TCP	Opx Cpx Rt Ilm Ctn Chr Ap	Rt Ilm Ap Qz* Coe	Rt Ilm Ap Qz* TCP	Rt Ap

Примечание: TCP – тонкие структуры распада в гранатах, ‡ – только в ламелях клинопироксена в гранате, * – параморфозы по коэситу.

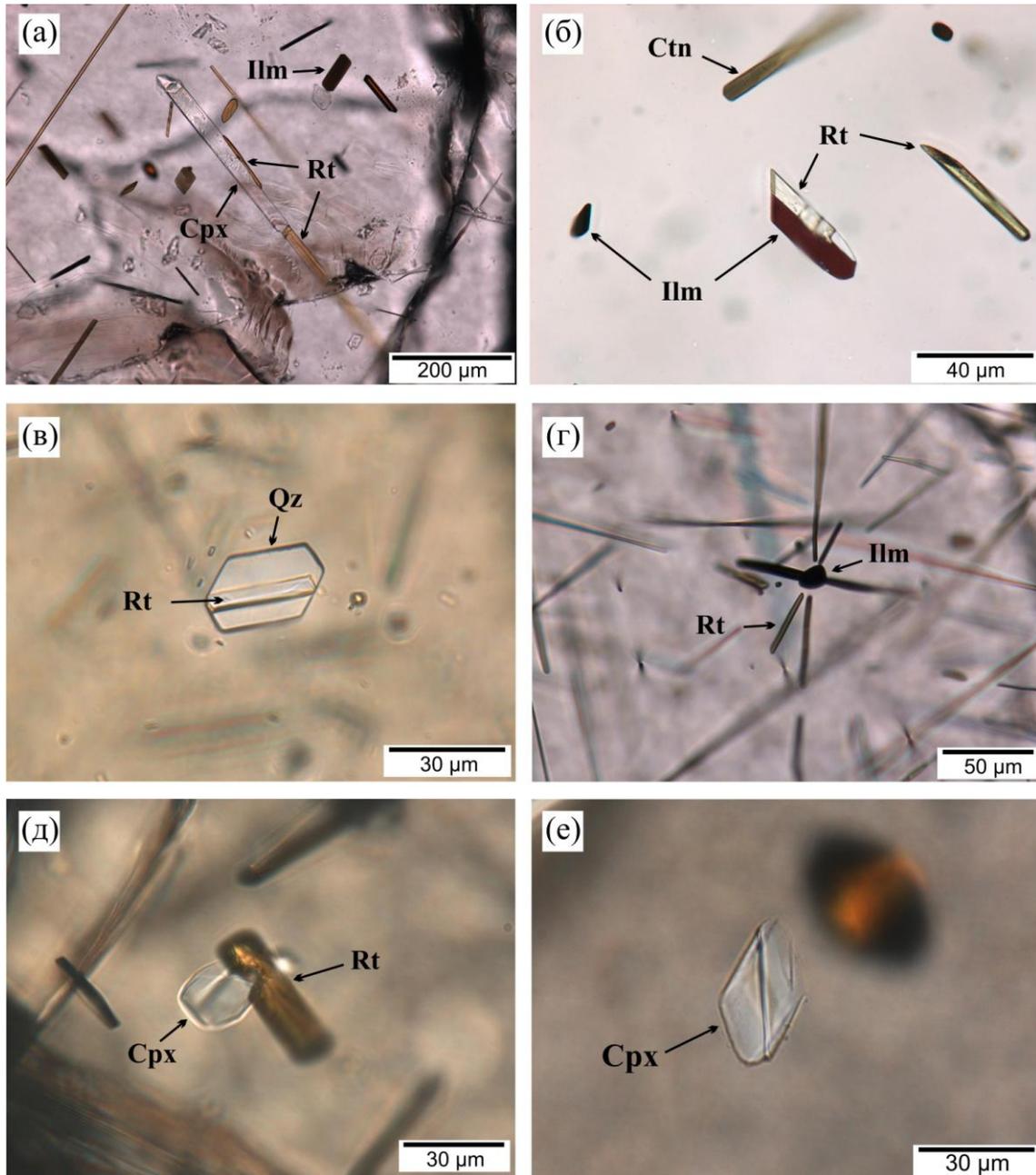


Рис. 7. Срастания экслюзионных ламелей в гранатах (проходящий свет): (а) – продольные и поперечные срастания ламелей, гранат-шпинелевый лерцолит М34/01 (трубка Мир), (б) – продольно сросшиеся ламели рутила и ильменита, гранатовый вебстерит О-173 (трубка Обнаженная), (в) – пластинка рутила в ламели SiO_2 (параморфозы по коэситу), Коэситовый эклогит UV662/11 (трубка Удачная-Восточная), (г) – срастание ламелей рутила с включением ильменита, гранат-шпинелевый лерцолит Ob113/12 (трубка Обнаженная), (д) – срастание ламелей рутила и клинопироксена, гранатовый вебстерит М5/01 (трубка Мир), (е) – сдвойникованная ламель клинопироксена, гранатовый вебстерит М5/01 (трубка Мир).

4.2.2. Минералогия продуктов распада в гранате

4.2.2.1. Рутил

Как отмечалось выше, рутил представляется практически «сквозным» минералом структур распада в гранатах за исключением отдельных образцов, объемная доля рутила составляет до 0.9 об.%. Рутил среди ЭП в гранате встречается в разнообразных породах – орто- и клинопироксенитах, вебстеритах, оливиновых вебстеритах и лерцолитах, эклогитах и гроспидитах. По приуроченности к кимберлитовым трубкам закономерностей в появлении рутила не выявлено.

Рутил в ЭП имеет обычно светлый желто-коричневый цвет. В отдельных случаях рутил обладают фиолетовым оттенком за счет сильной интерференционной окраски при просмотре в поляризационном микроскопе. Крупные ламели рутила демонстрируют неоднородное строение, характеризуясь наличием тонких субмикронных бесцветных «включений», создающих губчатую структуру. Нередким является нахождение мелких пластинок ильменита в крупных ламелях рутила (**Рис. 8, а**).

Рутил обычно образует систему закономерным образом ориентированных игл толщиной от 1-5 мкм и длиной до 800-1000 мкм. ЭП чаще имеют ромбовидное или округлое сечение. Реже встречаются ЭП с сечением неправильной (вплоть до амебообразной) формы. Морфология рутила разнообразна, это: а) иглы, б) призмы, в) пластинки, г) веретенообразные включения, д) изометричные включения округлой или неправильной формы, е) срастания нескольких ламелей или включений рутила между собой или с другими минералами, ж) сдвойникованные пластинки или иглы/призмы, з) комбинации вышеперечисленных видов.

В большинстве случаев рутил в гранате имеет косое погасание (в среднем примерно 30°) в скрещенных николях при проходящем свете, таким образом, ламели удлинены по бипирамиде [211] и [311]. Для рутила в ЭП характерно двойникование (**Рис. 8, б**), сдвойникованные ламели встречаются в большинстве ксенолитов изученной коллекции.

Рутил в структурах распада образует составные продукты распада (СПР) с клинопироксеном, ильменитом, хромитом, апатитом, кварцем, оливином, ортопироксеном, минералами группы кричтонита, амфиболом, цирконом. Для СПР рутила с клинопироксеном встречены все перечисленные ранее типы срастаний. В образце гранатового вебстерита О-264 (трубка Обнаженная) в гранате отмечена необычная крупная ламель клинопироксена, содержащая в себе ламели рутила и ильменита (**Рис. 8, в-г**). Ильменит с рутилом чаще встречается в виде 2 и 3 типов срастаний. Хромит и оливин с рутилом в структурах распада срастаются по 2 и 5 типам. Апатит и кварц встречаются с рутилом в срастаниях 1, 2 и 5, реже 3 типов.

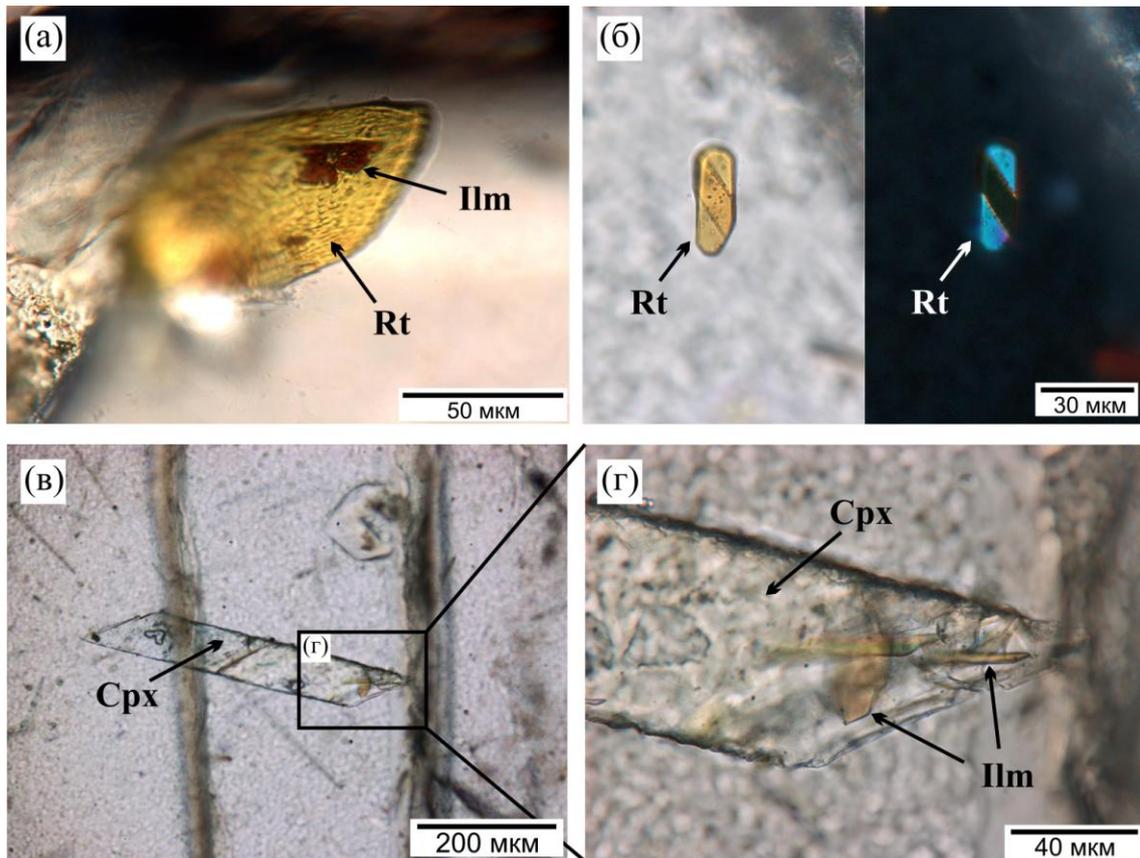


Рис. 8. Рутил в структурах распада в гранатах (проходящий свет): (а) – пластинки ильменита в ламели рутила, гранатовый оливковый вебстерит UV223/09 (трубка Удачная), (б) – сдвойникованная пластинка рутила при параллельных (слева) и скрещенных (справа) николях, гранатовый вебстерит О-301 (трубка Обнаженная), (в) – крупная ламель клинопироксена с ламелями рутила и ильменита, гранатовый вебстерит О-264 (трубка Обнаженная), (г) – участок с ламелями ильменита в клинопироксене (в), гранатовый вебстерит О-264 (трубка Обнаженная).

4.2.2.2. Ильменит

Ильменит в структурах распада в гранате является характерным спутником рутила. В меньшей степени характерно проявление ильменита в ассоциации ЭП с хромитом. Ильменит в таком случае имеет подчиненное значение. Крайним случаем в таких ассоциациях рутила с хромитом является полное отсутствие ильменита среди продуктов распада в гранате, как, например, в гранат-шпинелевом ортопироксените UV345/08 (трубка Удачная). Ламели ильменита наблюдаются в породах вебстерит-пироксенитового и перидотитового типов парагенезисов, но не встречены в виде самостоятельных ЭП в гранатах эклогитовых ксенолитов. Ильменит в виде тонких пластинок в ламели рутила встречен в гранате коэситового эклогита UV58/10 (трубка Удачная).

Ильменит в ЭП имеют темно-коричневый, бурый цвет в тонких прозрачных пластинках; крупные ЭП черные, непрозрачные. Ильменит формирует пластинки, иглы,

квазиизометричные включения. Длина пластинок и игл обычно достигает 200 мкм, толщина ламелей обычно 2-5 мкм. Включения обычно имеют диаметр около 10 мкм.

Ильменит образует составные продукты распада с рутилом, клинопироксеном, оливином, минералами группы кричтонита, амфиболом. Морфология сростаний ЭП ильменита с рутилом описана в разделе 4.2.2.1. В сростаниях 3 типа ильменит находится в виде ЭП внутри рутила, в отдельных случаях пластинки ильменита содержат тонкие ламели рутила (сростания 3 типа). Ильменит отмечается в СПР 4 типа с клинопироксеном – ламели клинопироксена содержат пластинки ильменита. Отмечаются также продольно сросшиеся ламели ильменита и клинопироксена (составные ламели 2 типа). Ильменит находится в СПР с рутилом и оливином, формируя сростания 1 и 5 типов (Рис. 9, а).

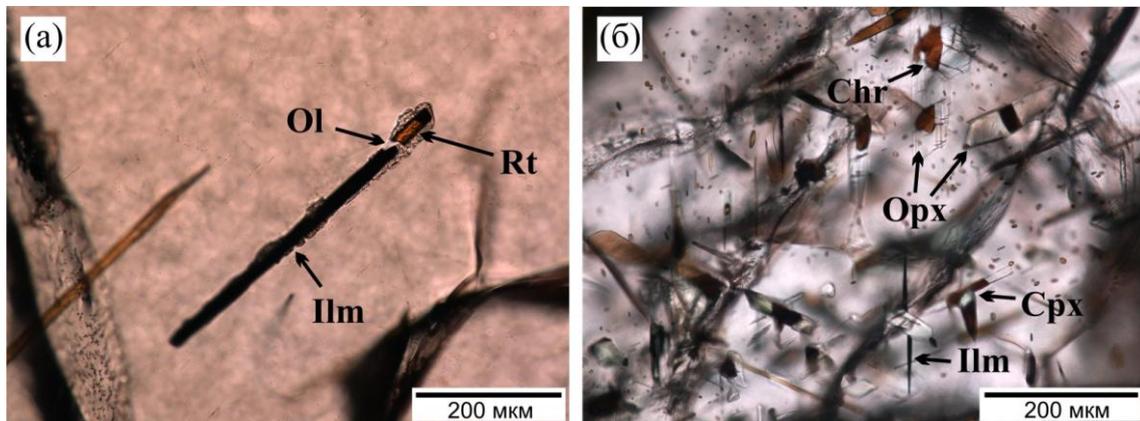


Рис. 9. Сростания оксидов и пироксенов в продуктах распада гранатов (проходящий свет): (а) – составная ламель из ильменита, рутила и оливина, окруженная симплектитовым агрегатом, гранатовый оливиновый вебстерит UV223/09 (трубка Удачная), (б) – сростания пироксенов и оксидных минералов в продуктах распада граната, гранат-шпинелевый лерцолит M34/01 (трубка Мир).

4.2.2.3. Хромит

Хромиты в ЭП гранатов сравнительно редки. Хромит в структурах распада в гранате найден в 5 образцах из трубок Удачная, Мир, Лахтойоки. Ксенолиты представлены гранатовыми и гранат-шпинелевыми породами перидотитового и вебстерит-пироксенитового типов парагенезисов. Характерной особенностью составов вмещающих гранатов с хромитов в ЭП является высокое содержание в них Cr_2O_3 (более 3.5 мас.%).

Хромит встречается как в виде самостоятельных, так и составных продуктов распада (Рис. 9, б). Хромит обладает красноватым темно-коричневым цветом, прозрачен в тонких пластинках и имеют следующую морфологию: а) тонкие пластинки толщиной 2-3 мкм и длиной 50-100 мкм, б) псевдопризмы и «иглы» длиной 50-100 мкм и 3-7 мкм в поперечнике, б) ограненные квазиизометричные включения длиной 10-20 мкм до 5-10 мкм в поперечнике.

Хромит обычно формирует СПР с рутилом (**Рис. 10**), реже с клинопироксеном и ортопироксеном. Рутил с хромитом срastaются по 2 и 5 типам. Хромит и пироксены составляют продольно сростшиеся ламели (срастания 2 типа).

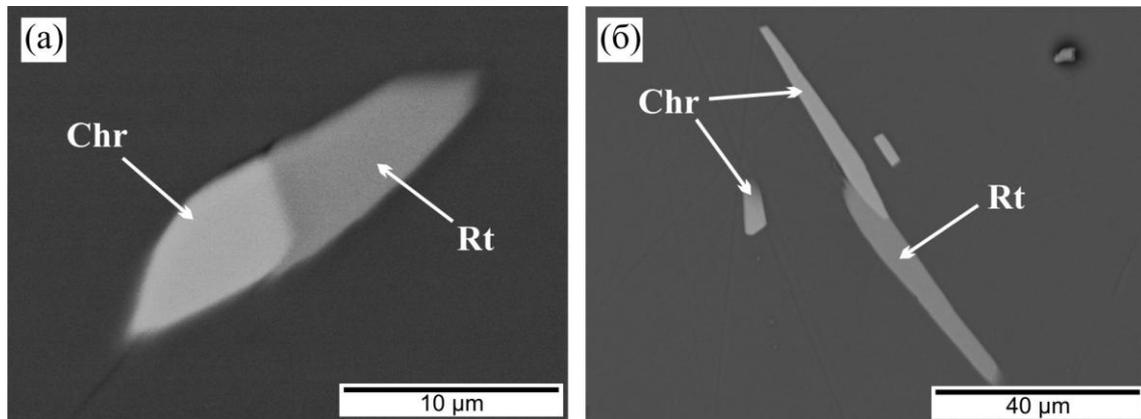


Рис. 10. Срастания хромита и рутила в экслюзионных продуктах в гранатах (в обратно рассеянных электронах): (а) – гранат-шпинелевый лерцолит М34/01 (трубка Мир), (б) – гранат-шпинелевый оливиновый вебстерит М4/01 (трубка Мир).

4.2.2.4. Клинопироксен

Клинопироксен представляется одним из наиболее распространенных продуктов распада в гранатах изученных образцов. Клинопироксеновые ламели встречены в гранатах перидотитового и вебстерит-пироксенитового типов парагенезисов (17 образцов), но не зафиксированы среди ЭП в гранатах эклогитового парагенезиса. Гранаты содержат до 1.4 об.% клинопироксена.

Клинопироксен является единственным минералом из ЭП в гранатах, формирующим мономинеральные структуры распада (гранатовый клинопироксенит О-125 трубки Обнаженная). Клинопироксен не характерен в тех гранатах, где в ассоциации ЭП присутствуют амфибол, апатит и/или кварц/коэсит.

Клинопироксен в ЭП бесцветный, прозрачный, имеет более низкий рельеф по сравнению с оксидными минералами. По морфологии клинопироксен слагает: а) тонкие иглы и призмы 2-5 мкм в поперечнике и длиной 20-50 мкм, б) пластинки 3-10 мкм в толщину и длиной до 300 мкм, в) изометричные или удлинённые включения с округлым сечением длиной до 100 мкм, диаметром до 100 мкм, г) огранённые призматические включения длиной до 200 мкм, д) включения неправильной формы, расположенные в узлах пересечения ламелей с различными углами ориентировки. В редких случаях отмечаются сдвойникованные ламели клинопироксена (гранатовый вебстерит М5/01 трубки Мир) (**Рис. 7, е**).

Клинопироксен представляет собой характерный минерал составных продуктов распада в гранатах. Клинопироксен в СПР образует срастания с рутилом, ильменитом,

хромитом, ортопироксеном, минералами группы кричтонита, плагиоклазом. Типы срastаний lamелей клинопироксена с рутилом, ильменитом и хромитом описаны в разделах 4.2.2.1., 4.2.2.2., 4.2.2.3., соответственно. Отдельно следует отметить, что для клинопироксена в ЭП наиболее характерны срastания 4 типа с рутилом и другими оксидами, в которых клинопироксен выступает в качестве связующих изометричных включений или узлов неправильной формы (Рис. 9, б). Ортопироксеновые и клинопироксеновые lamели срastаются по 2, 3, 5 типам. В образце гранатового вебстерита М5/01 трубки Мир отмечаются составные lamели из клинопироксена и плагиоклаза в виде срastаний 3 типа (Рис. 11). Плагиоклаз в гранате-хозяине не встречается в виде самостоятельных ЭП и находится в нем только в виде срastаний-прорастаний с lamелями клинопироксена. КР-спектр плагиоклаза показан на Рис. 12.

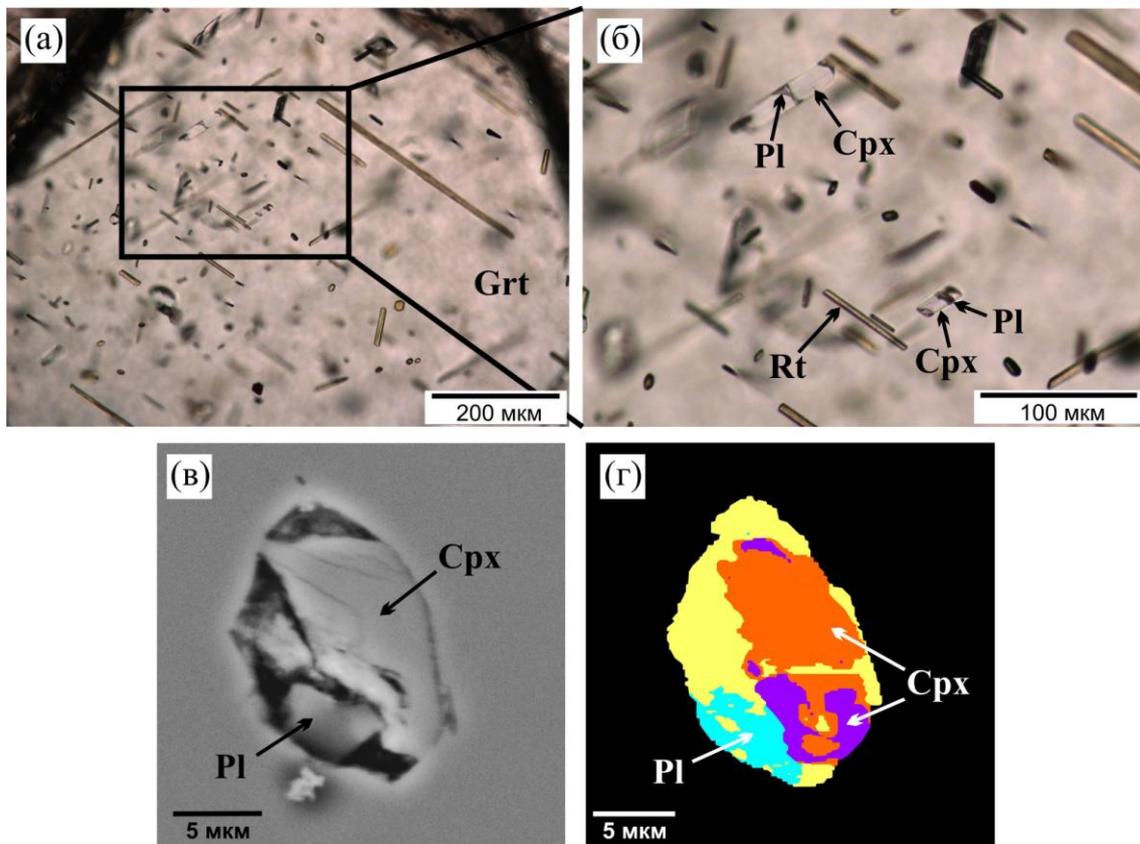


Рис. 11. Срastания клинопироксена и плагиоклаза в lamелях в гранате из вебстерита М5/01 (трубка Мир): (а) – общий вид lamелей в гранате (проходящий свет), (б) – lamели клинопироксена, находящиеся в срastании с плагиоклазом (проходящий свет), (в) – поперечный срез lamели клинопироксена с плагиоклазом (в обратно рассеянных электронах), (г) – та же lamель (изображение после рамановского картирования).

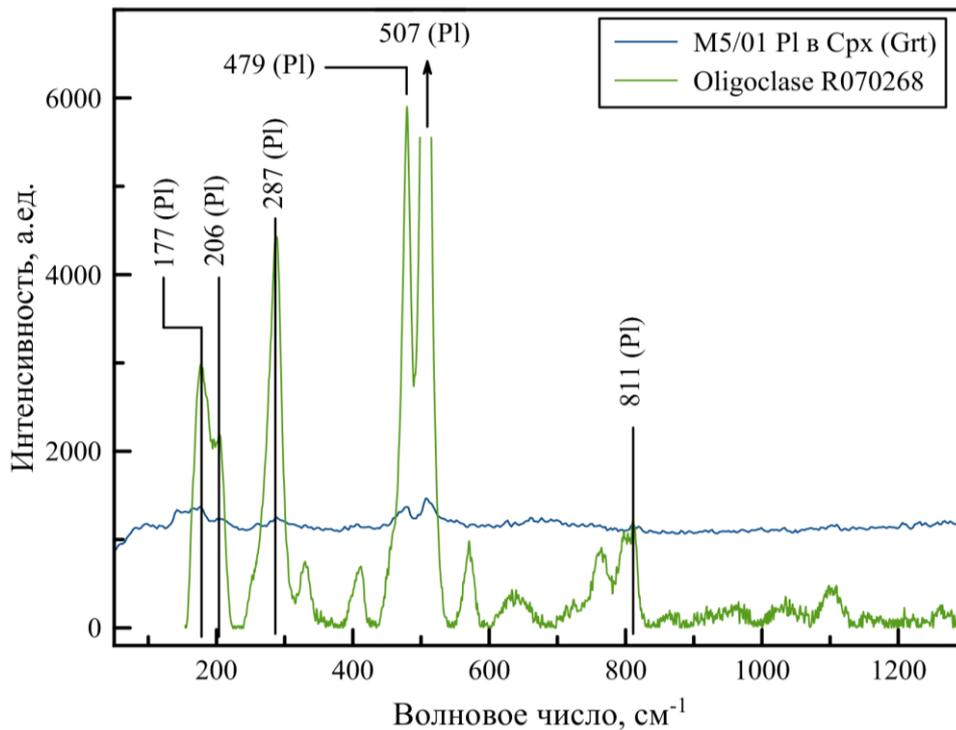


Рис. 12. КР-спектр плагиоклаза из ламелей клинопироксена в гранате, гранатовый вебстерит M5/01 (трубка Мир).

4.2.2.5. Ортопироксен

Ортопироксен среди ЭП в гранатах изученных образцов встречаются сравнительно реже, чем клинопироксен. Ортопироксен в структурах распада в гранате отмечается в породах вебстерит-пироксенитового и перидотитового типов парагенезисов (7 образцов) и не характерен для пород эклогитового парагенезиса. По объему ортопироксен в структурах распада в гранатах занимает до 0.3 об.%.

Ламели ортопироксена имеют пластинчатую, реже игольчатую морфологию, бесцветные, с низким рельефом. Пластинки ортопироксена составляют обычно 2-5 мкм в толщину и 20-50 мкм в длину. В редких случаях отмечаются более крупные пластинки размером более 100 мкм в длину. В составных ламелях ортопироксен встречается относительно редко, в основном в сростании с клинопироксеном, рутилом, хромитом (**Рис. 9, б**). Типы сростаний указаны в разделах **4.2.2.1.**, **4.2.2.4.** В образце гранатового вебстерита M5/01 трубки Мир ортопироксен и клинопироксен чередуются между собой в пределах составных ламелей. В образце гранатового оливинового вебстерита UV223/09 трубки Удачная ортопироксен отмечен в сростаниях ламелей рутила, ильменита, оливина, где он входит в состав симплектитовой «рубашки» вокруг самих составных ламелей (**Рис. 9, а**).

4.2.2.6. Оливин

Оливин представляет собой еще один редкий тип ЭП в гранатах исследуемой коллекции (**Рис. 13, Рис. 14**). Оливин в качестве продуктов распада встречается в гранатах из трубок Мир, Удачная, Обнаженная, Лахтойки в породах перидотитового, вебстерит-пироксенитового типов парагенезисов (4 образца), в 3 из образцов оливин в породе присутствует как породообразующий минерал. Оливин в составе ассоциаций ЭП в гранатах не встречается в клино- и ортопироксенитах, эклогитах. В объемном отношении оливин среди ЭП в гранате составляет до 0.4 об. %.

Оливин в продуктах распада бесцветный, со средним рельефом. Для оливина характерна пластинчатая форма (толщиной 1-5 мкм и длиной до 40-70 мкм). Пластинки оливина нередко почти изометричны в плоскости с соотношением длинной к короткой оси 1:1.5 до 1:10. Оливин формирует как самостоятельные, так и составные продукты распада в гранатах (**Рис. 13**). Оливин образует СПР с рутилом, ильменитом; типы сростаний указаны в разделах 4.2.2.1., 4.2.2.2..

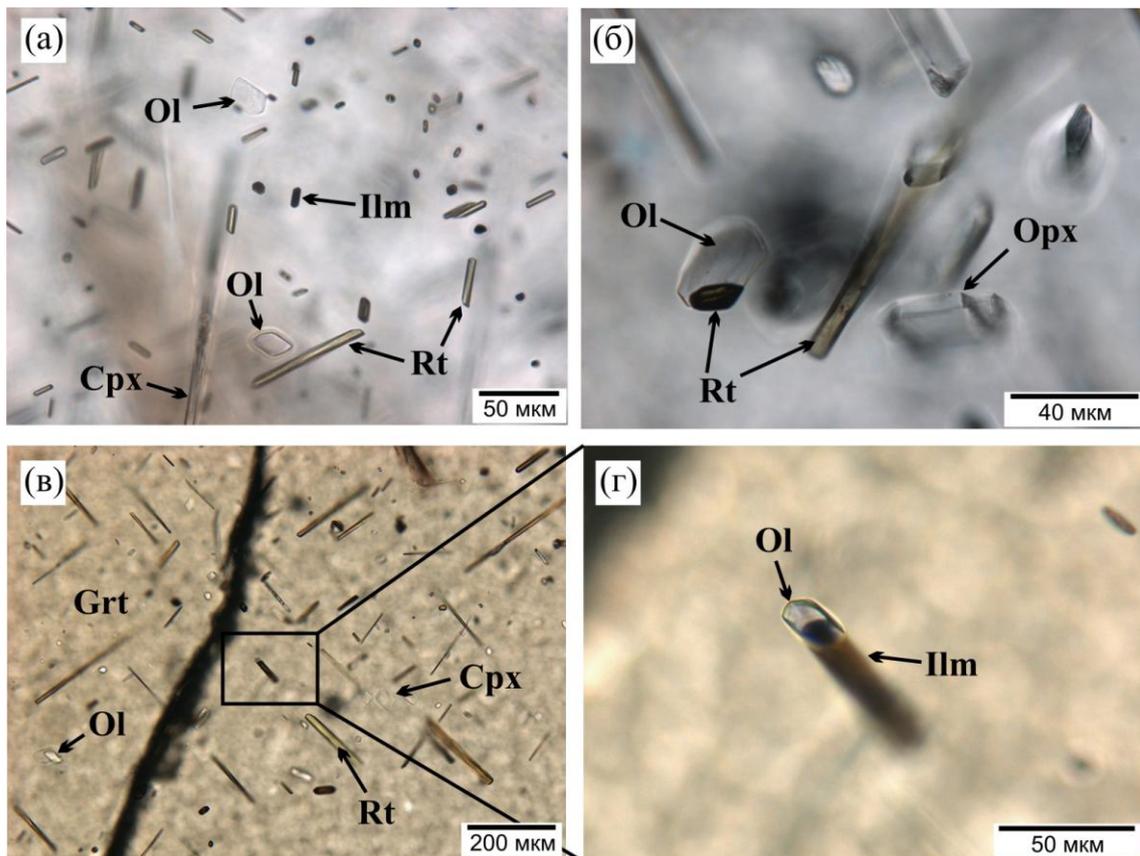


Рис. 13. Ламели оливина в гранате из оливинового вебстерита О-207 (трубка Обнаженная) (а) и вебстерита М5/01 (трубка Мир) (б-г) (проходящий свет): (а) – самостоятельные ламели оливина, (б) – сростание оливина и рутила в ламели, (в) – общий вид структуры распада в гранате, содержащем ламели оливина, (г) – продольное сростание ламелей оливина и ильменита.

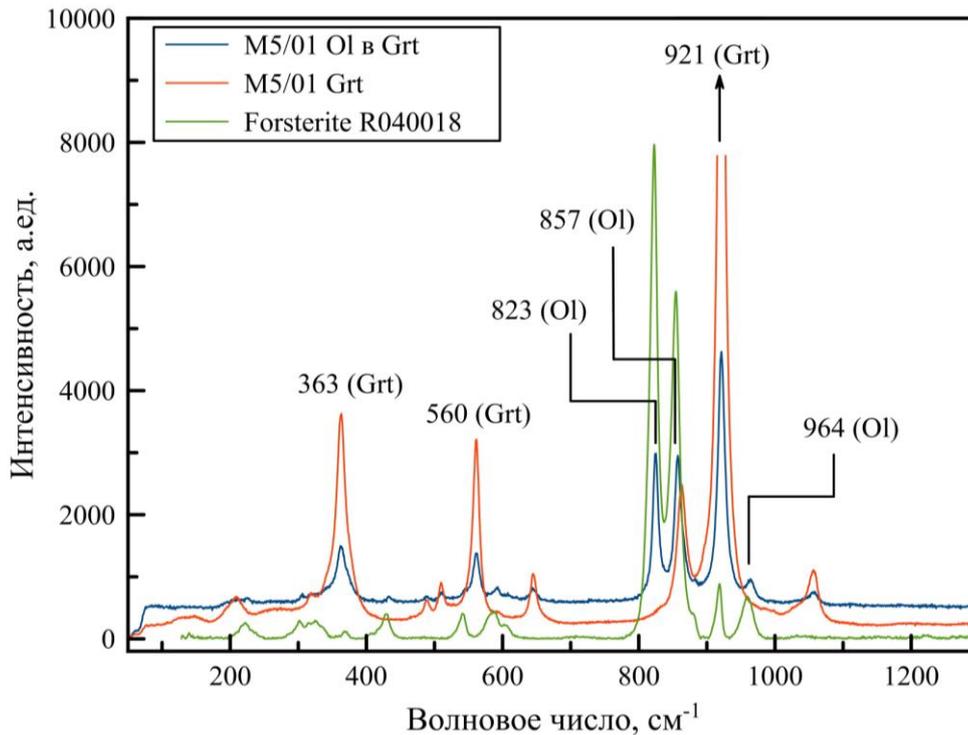


Рис. 14. КР-спектр оливина из структур распада в гранате, гранатовый вебстерит М5/01 (трубка Мир).

4.2.2.7. Амфиболы

Амфибол среди продуктов распада граната зафиксирован в 2 образцах из трубки Обнаженная, в гранатовых оливиновых вебстеритах О-207 и Об106/12 (**Рис. 15**, **Рис. 16**).

Амфибол в структурах распада бесцветный, с низким рельефом и представлен: а) тонкими вытянутыми пластинками (ламелями) толщиной обычно 1-3 мкм и длиной 30-50 мкм, б) удлиненными включениями неправильной формы 5-10 мкм в поперечнике. Амфибол встречается в виде самостоятельных и составных продуктов распада. Отмечаются сростания с рутилом и ильменитом в составных продуктах распада по 2, 3, 4, 5 типам (**Рис. 15**).

4.2.2.8. Минералы группы кричтонита

Минералы группы кричтонита (кричтониты) представляют собой экзотический тип продуктов распада граната. В структурах распада кричтониты встречены в гранатах перидотитового и вебстерит-пироксенитового типов парагенезисов (7 образцов). Минералы группы кричтонита не отмечены в эклогитовых гранатах. Объемное содержание кричтонитов в гранатах составляет до 0.3 об.%.

Ламели кричтонитов прозрачны в тонких пластинках и имеют темно-зеленый цвет (**Рис. 17**), более крупные включения практически непрозрачны, черного цвета.

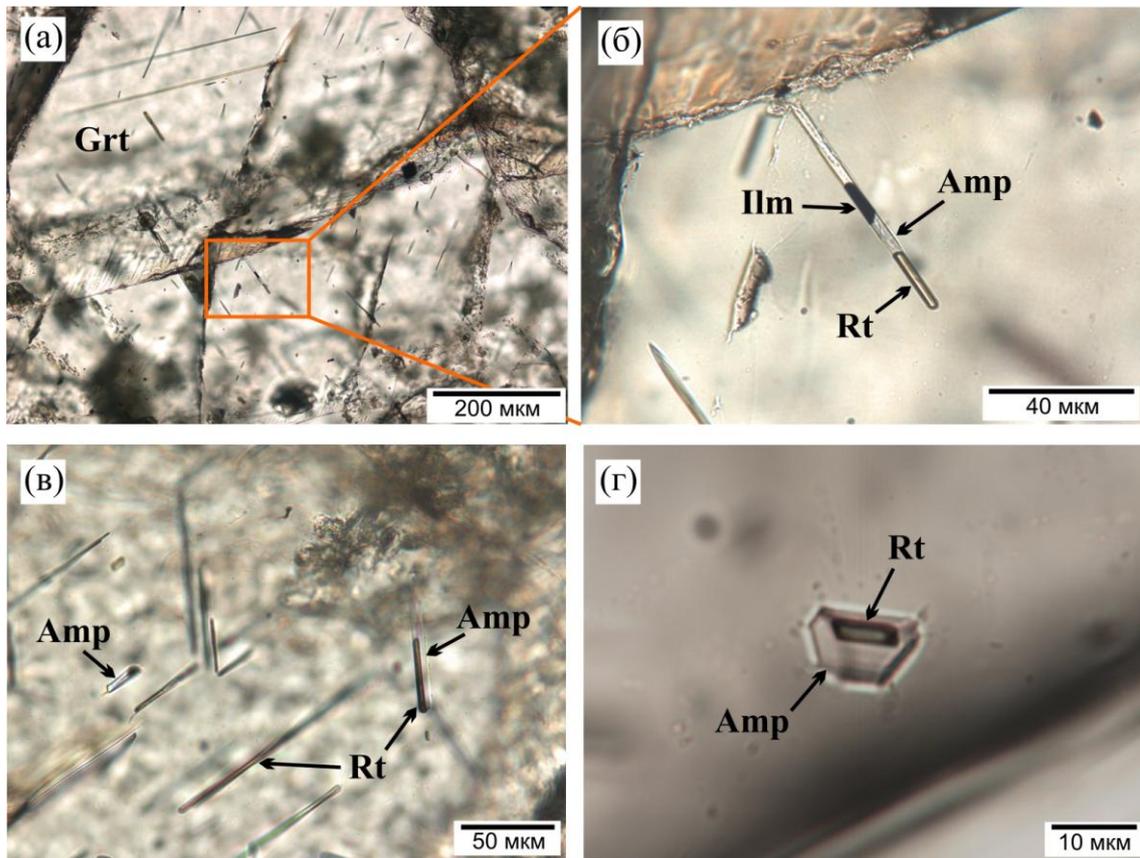


Рис. 15. Ламели амфибола в гранате из оливинового вебстерита Ob106/12 (трубка Обнаженная) (проходящий свет): (а) – общий вид структур распада в гранате, содержащем ламели амфибола, (б) – продольные сращения ламелей амфибола, рутила и ильменита, (в) – самостоятельные и сросшиеся ламели амфибола, (г) – пластинка рутила в ламели амфибола.

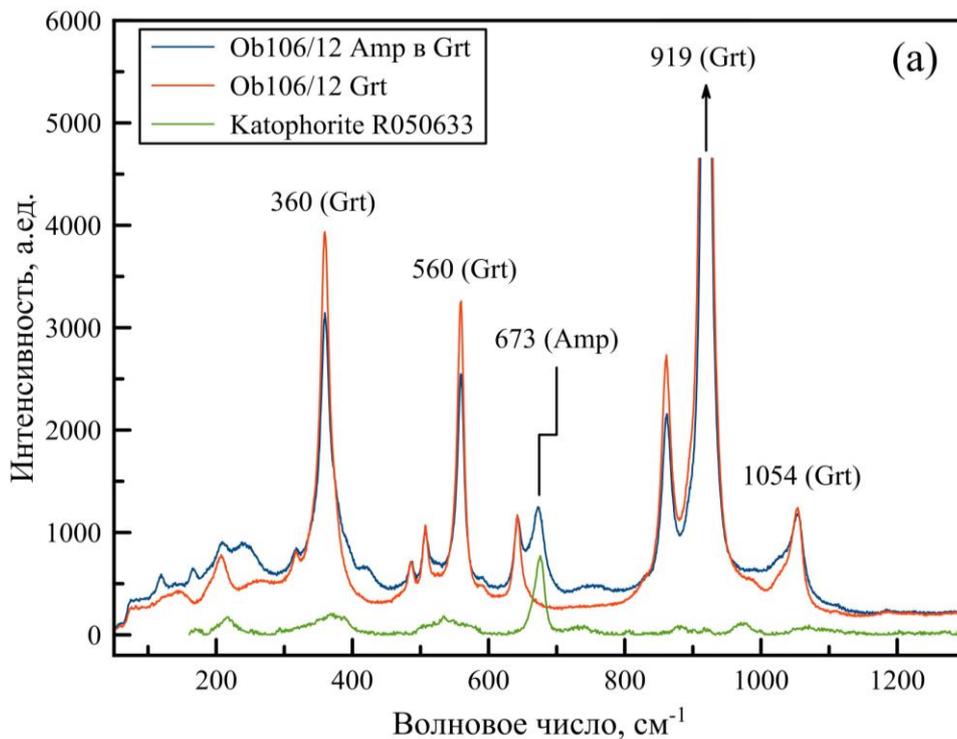


Рис. 16. КР-спектр амфибола из структур распада в гранате, гранатовый оливиновый вебстерит Ob106/12 (трубка Обнаженная).

В продуктах распада гранатов кричтониты представлены: а) тонкими иглами диаметром 1-5 мкм и длиной до 100 мкм, б) тонкими пластинками толщиной 1-3 мкм и длиной 40-100 мкм, в) короткими призмами до 25 мкм в поперечнике и длиной до 50 мкм, г) веретенообразными и удлинёнными ориентированными включениями 5-10 мкм в поперечнике и 20-50 мкм в длину.

Кричтониты в гранате чаще присутствуют в виде самостоятельных продуктов распада. В составных «ламелях» кричтониты встречается с рутилом, ильменитом, клинопироксеном (Рис. 17). Типы сростаний описаны в соответствующих разделах. Характерные КР-спектры минералов группы кричтонита из структур распада в гранате показаны на Рис. 18.

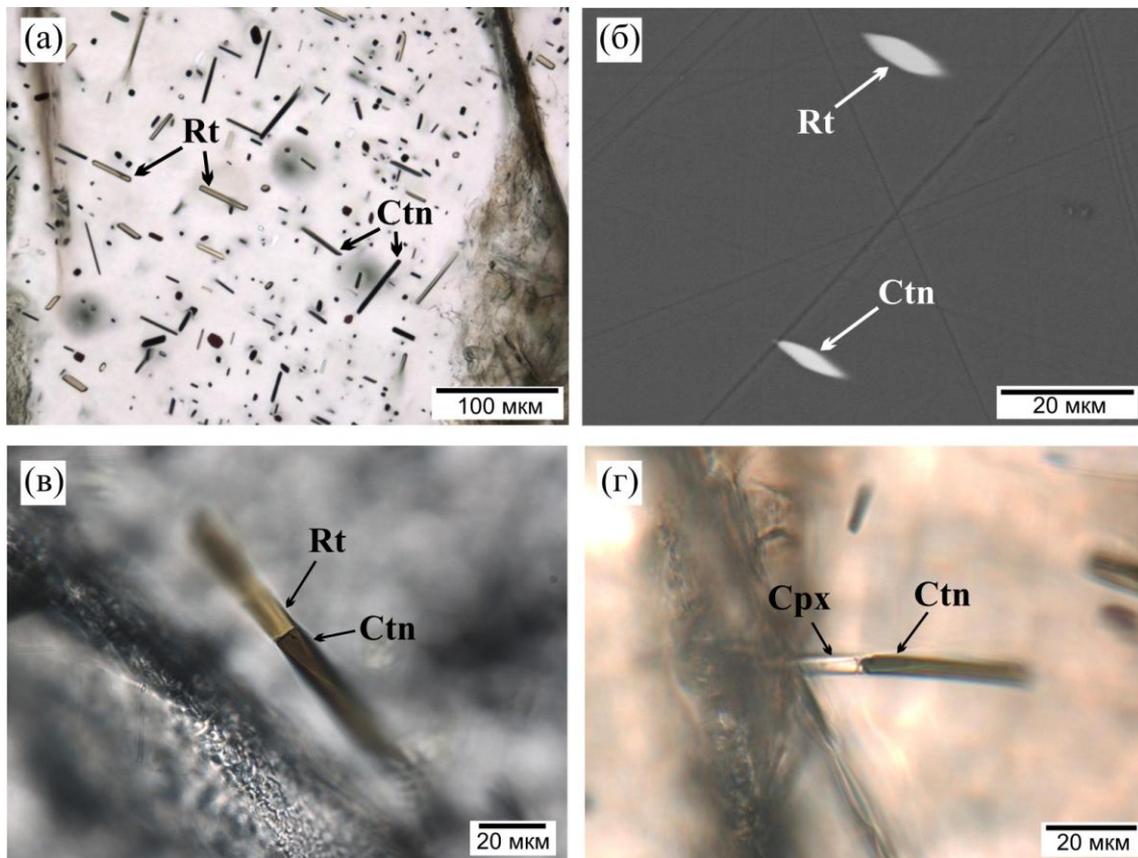


Рис. 17. Кричтониты из продуктов распада в гранате: (а) – экссолюционные структуры с минералами группы кричтонита, рутилом и другими минералами, гранатовый вебстерит О-173 (трубка Обнаженная), (б) – иглы рутила и минерала группы кричтонита, гранатовый оливинный вебстерит О-207 (трубка Обнаженная), (в) – продольные сростания ламелей рутила и минерала группы кричтонита, гранатовый лерцолит О-39 (трубка Обнаженная), (г) – продольные сростания ламелей клинопироксена и минерала группы кричтонита, гранатовый вебстерит О-173 (трубка Обнаженная). а, в, г – в проходящем свете, б – в обратно рассеянных электронах.

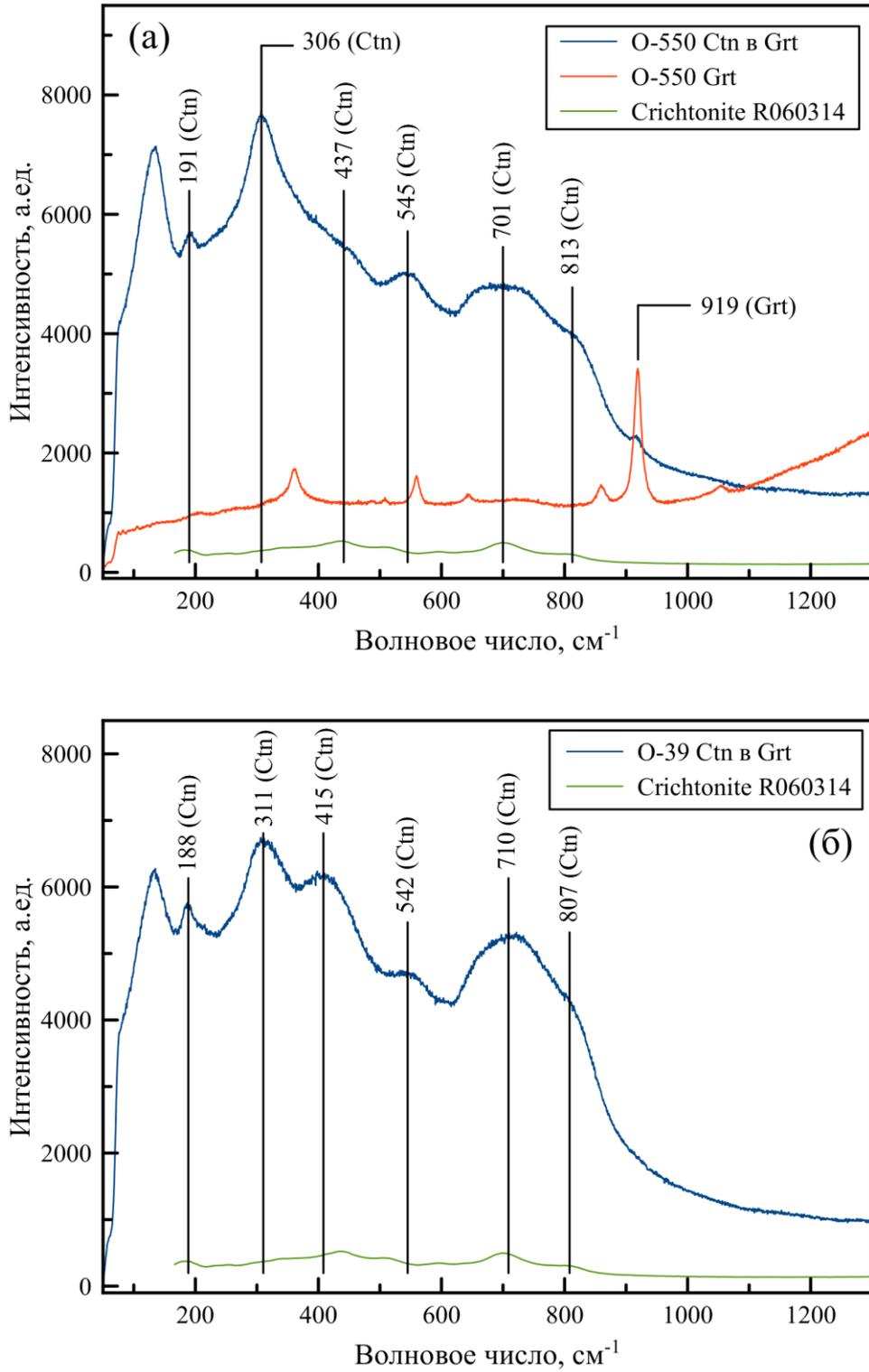


Рис. 18. КР-спектры минералов группы кричтонита из структур распада в гранате: а – гранатовый вебстерит О-550 (трубка Обнаженная), б – гранатовый лерцолит О-39 (трубка Обнаженная).

4.2.2.9. *Anatum*

Апатит в составе структур распада в гранатах отмечен в породах вебстерит-пироксенитового и эклогитового типов парагенезисов (6 образцов) – гранатовый и гранат-шпинелевый ортопироксениты (UV70/03 и UV345/08), эклогиты UV58/10, UV662/11 и LUV184/10 и гроспидит LUV134/10. Перечисленные образцы отобраны из кимберлитовых трубок Удачная и Зарница. Апатит занимает до 0.5 об.% во вмещающих гранатах.

Апатит в структурах распада бесцветный, прозрачный, с низким рельефом и представлен: а) короткими пластинками толщиной 1-3 мкм и длиной 10-20 мкм, б) короткими и длинными призмами до 40-50 мкм в поперечнике и длиной до 400 мкм, в) межузловыми включениями и шестигранными пластинками размером 5-10 мкм, г) короткими иглами диаметром 2-5 мкм и длиной до 20 мкм. Апатит слагает отдельные и составные продукты распада.

Апатит образует СПР с рутилом, ильменитом, кварцем по 1, 2, 5 типам срастаний (**Рис. 19**). В гранатовом ортопироксените UV70/03 трубки Удачная в срастаниях с апатитом отмечается монацит. В крупных пластинках и призмах апатита в гранате данного образца также отмечаются мелкие включения и ламели пока не идентифицированного бесцветного прозрачного минерала. Ламели апатита в гранате часто окружены ореолом мелких прозрачных или почти черных (предположительно, флюидных) включений размером менее 1 мкм. В апатите также возможно присутствие флюидных включений. КР-спектр апатита из структур распада в гранате показан на **Рис. 20**.

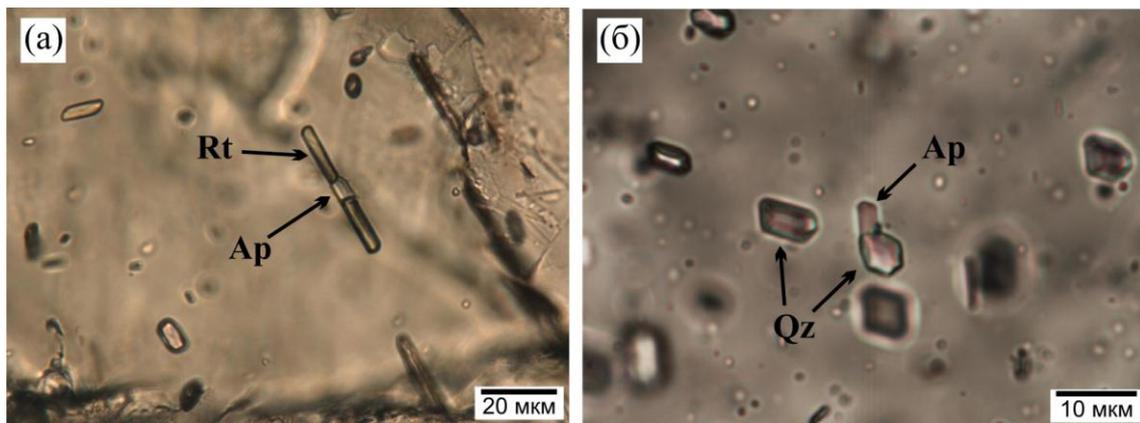


Рис. 19. Апатит в структурах распада в гранате (проходящий свет): (а) – продольные срастания рутила и апатита, гроспидит LUV134/10 (трубка Удачная), (б) – срастания пластинок апатита и кварца (параморфоз по коэситу), эклогит LUV184/10 (трубка Зарница).

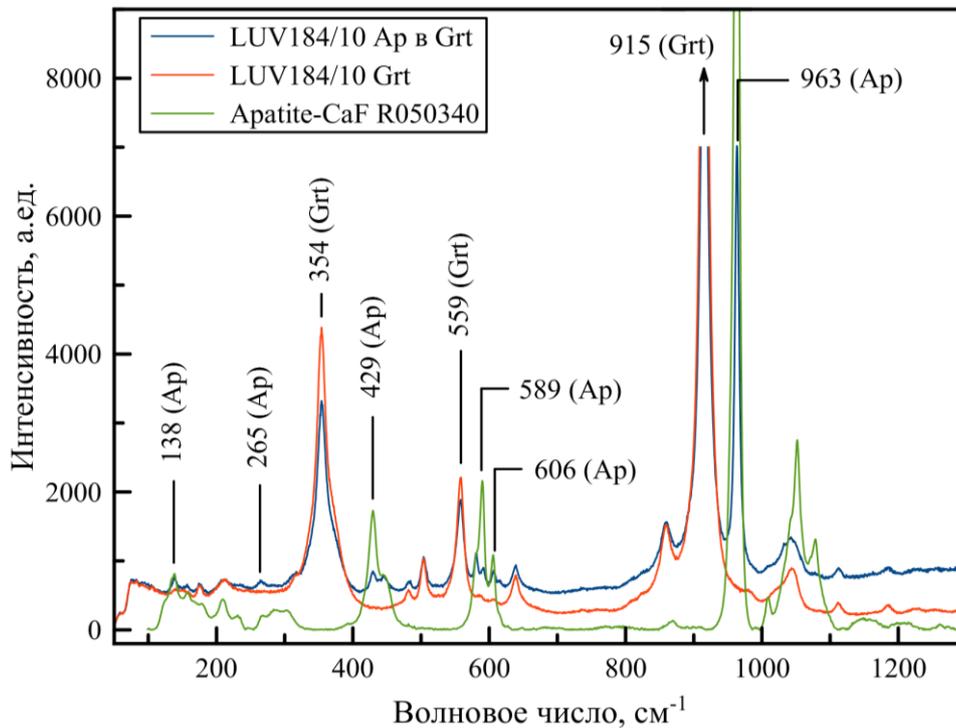


Рис. 20. КР-спектр апатита из структур распада в гранате, биминеральный эклогит LUV184/10 (трубка Зарница).

4.2.2.10. Кварц

Кварц в продуктах распада гранатов представляет собой параморфозы по коэситу и отмечен в гранатах из 4 ксенолитов эклогитового парагенезиса – коэситовых эклогитах UV662/11 и UV58/10 трубки Удачная, биминеральных эклогитах LUV184/10 трубки Зарница и OLK1514 трубки Обнаженная. Объемная доля ламелей кварца в гранатах данных пород составляет до 1.2 об.%.

Кварц в структурах распада бесцветный, прозрачный, со средним рельефом (**Рис. 21**). Морфология кварца в структурах распада в гранате представлена: а) иглами диаметром 2-8 мкм и длиной до 100-150 мкм (**Рис. 21**, а), б) «прямоугольными», ромбовидными или округлыми относительно изометричными пластинками толщиной 1-3 мкм, длиной 10-50 мкм (**Рис. 21**, б), в) таблицами и включениями до 10-15 мкм в поперечнике, г) призмами до 20 мкм в поперечнике и длиной 20-40 мкм, д) изометричными включениями до 10 мкм шириной. Мелкие пластинки чаще встречаются в виде самостоятельных продуктов распада. Крупные иглы и пластинки кварца обычно образуют составные «ламели» с рутилом (**Рис. 21**, а).

Срастания кварца и рутила в составных продуктах распада представлены 1-5 типами. Отмечаются ламели рутила, в которых содержатся пластинки кварца (4 тип составных ламелей). Кварц и апатит в структурах распада образуют срастания 2 типа. Кварц в продуктах распада обычно однородный, мономинеральный, без следов перекристаллизации. Вокруг

кварца в гранате обычно не наблюдается радиальных трещин. В некоторых случаях в порфиробластах граната вокруг кварцевых ламелей найдены мелкие флюидные включения менее 1 мкм в поперечнике.

По результатам исследования ламелей кварца с помощью КР-спектроскопии выявлены сдвиги характеристических полос кварца. Наибольшие сдвиги основной линии α -кварца (466 см^{-1}) до 476 см^{-1} отмечены в ламелях в гранате из коэситового эклогита UV662/11 (Рис. 22, а).

4.2.2.11. Коэсит

Коэсит в виде продуктов распада в гранате зафиксирован в коэситовом эклогите UV662/11 трубки Удачная (Рис. 21, в-г). Коэсит был установлен методом КР-спектроскопии. Характерный спектр комбинационного рассеяния приведен на Рис. 22, б; отмечены значительные сдвиги основных характеристических полос коэсита (например, линии 521 см^{-1} до 525 см^{-1}). Ламели коэсита бесцветные, прозрачные, со средним рельефом. По морфологии коэсит в ламелях слагает самостоятельные тонкие пластинки прямоугольной или ромбовидной формы толщиной 1-3 мкм, длиной до 10-12 мкм.

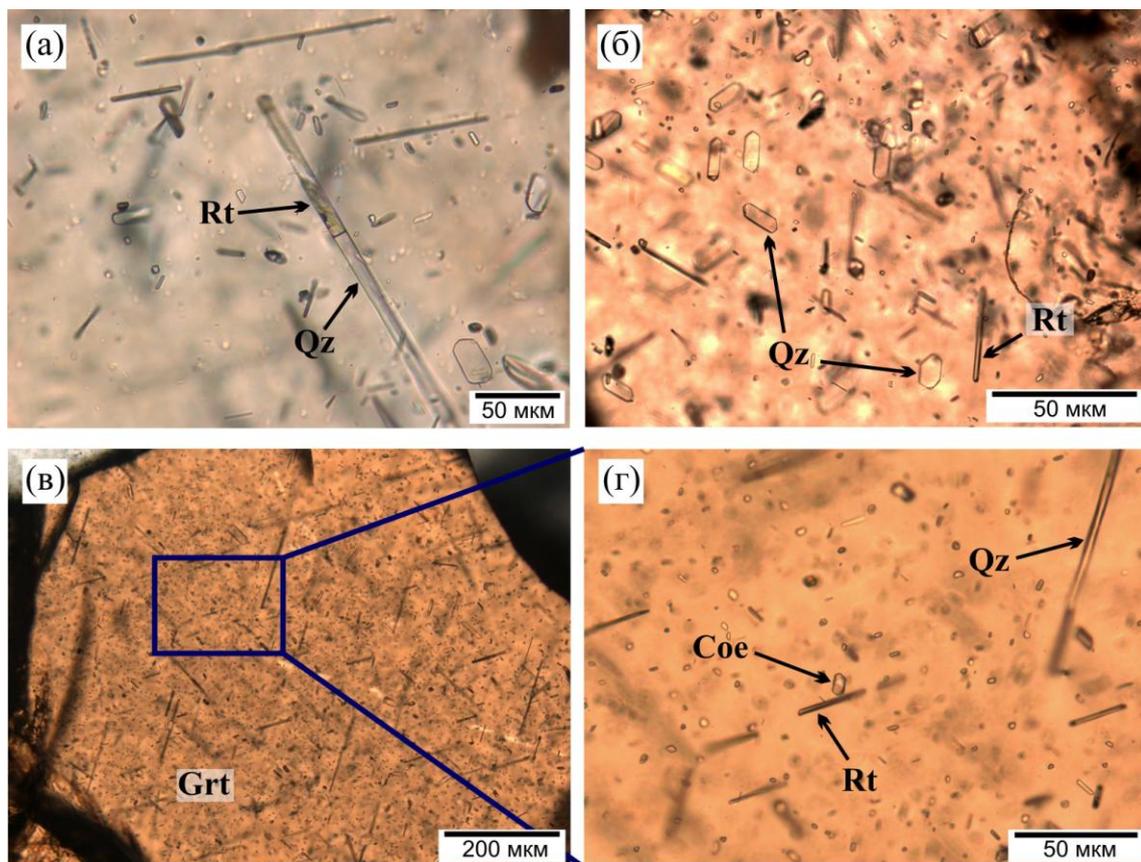


Рис. 21. Кварц (параморфозы по коэситу) и коэсит среди продуктов распада граната из коэситового эклогита UV662/11 (трубка Удачная): (а) – продольные сростания ламелей кварца и рутила, (б) – отдельные пластинки кварца, (в) и (г) – пластинка коэсита среди продуктов распада граната. Фотографии в проходящем свете.

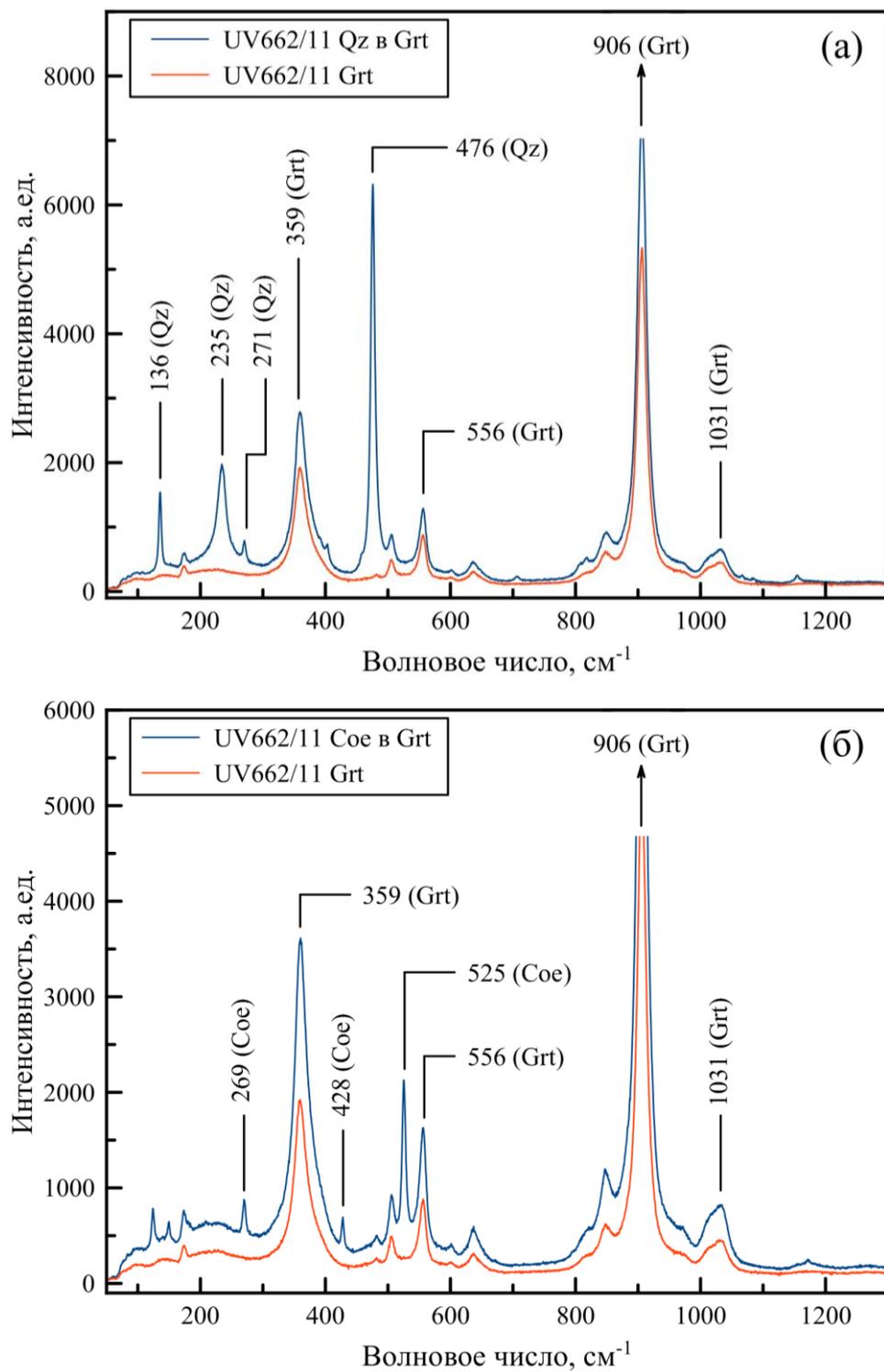


Рис. 22. КР-спектры кварца (а) и коэсита (б) из структур распада в гранате, коэситовый эклогит UV662/11 (трубка Удачная).

4.2.2.12. Плагноклаз

Плагноклаз встречается в структурах распада в гранате из гранатового вебстерита М5/01 трубки Мир. Как отмечалось выше, плагноклаз в гранате не встречается в виде самостоятельных ЭП и присутствует в нем только в виде сростаний с клинопироксеном в составных продуктах распада (**Рис. 11**). В объемном отношении плагноклаз занимает до 13 об.% ламелей клинопироксена. В ламелях клинопироксена плагноклаз располагается обычно по краям вдоль контакта с вмещающим гранатом. Плагноклаз не образует отдельных ограненных кристаллов и находится в клинопироксене в виде зерен неправильной формы. Размер включений плагноклаза не превышает 2-5 мкм.

4.2.3. Тонкие структуры распада в гранатах

Тонкие мелкие включения размером в диаметре менее 1 мкм и их цепочки формируют ориентированные структуры в гранатах. Длина мелких включений не превышает 5 мкм. Ориентировка включений в гранатах аналогична таковой для развитых структур распада в гранатах. Тонкие (зачаточные) структуры распада отмечены в гранатах из трубок Удачная, Мир, Лахтойоки, Зарница (всего 12 образцов) и не характерны для гранатов трубки Обнаженная. Ксенолиты, содержащие гранат с подобными структурами, представлены породами вебстерит-пироксенитового, перидотитового и эклогитового типов парагенезисов: от гранатовых клинопироксенитов до деформированных гранатовых лерцолитов. В изученных образцах зачаточные структуры не приурочены к зонам роста или отдельным участкам вмещающих гранатов и равномерно распределены по зерну, даже при наличии заметной зональности состава граната (деформированный гранатовый лерцолит UV241/09, гранатовый клинопироксенит UV201/09) (**Рис. 23**, а-в). В нескольких образцах (например, в образце гранатового оливинового вебстерита UV223/09 трубки Удачная) зачаточные структуры находятся в гранате наряду с более крупными ламелями (развитыми структурами распада) (**Рис. 9**), но чаще в подобных образцах не наблюдаются более развитые структуры распада.

В большинстве образцов используемые в работе методы не дают возможности идентифицировать фазы в тонких структурах распада. В отдельных случаях удалось получить спектры комбинационного рассеяния. В частности, было установлено, что зачаточные ламели в гранате из гранат-шпинелевого лерцолита Ка-2 (трубка Лахтойоки) представлены хромитом. Полученные данные позволяют надежно определить принадлежность субмикронных ориентированных включений к минералу, а не флюиду.

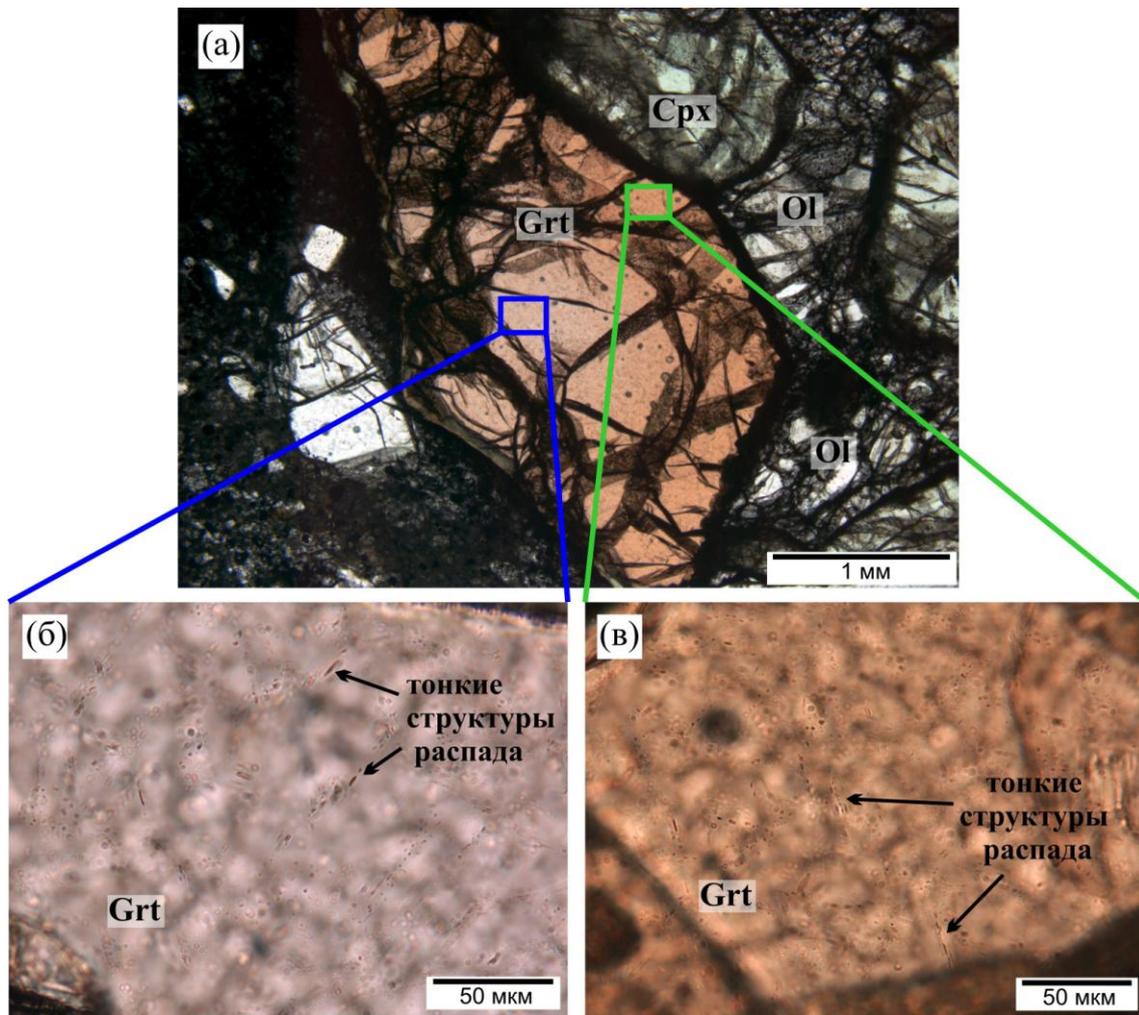


Рис. 23. Тонкие структуры распада в зерне зонального граната, деформированный гранатовый лерцолит UV831/09 (трубка Удачная) (проходящий свет): (а) – общий вид, (б) и (в) – тонкие субмикронные продукты распада в центральной и краевой части, соответственно.

4.3. Минералого-петрографические особенности структур распада в пироксенах

4.3.1. Общая характеристика

В коллекции из 40 мантийных ксенолитов клинопироксен присутствует в 39 образцах, во всех из них клинопироксен содержит структуры распада. Ортопироксен находится в 27 образцах, структуры распада обнаружены в ортопироксенах из 26 ксенолитов. Размерность и минеральное разнообразие структур распада варьирует от образца к образцу.

Минералы в структурах распада твердых растворов в пироксенах характеризуются различной морфологией: а) тонкие ламели, пластинки или иглы толщиной до 5-20 мкм (обычно 2-5 мкм) и длиной 20-100 мкм, с прямолинейными или изогнутыми границами (**Рис. 24**, а-б), б) короткие (до 20-30 мкм) иглы и веретенообразные включения толщиной 2-5 мкм, в) крупные пластинки и линзы толщиной до 500 мкм и длиной до нескольких миллиметров; они представляют собой моно- или поликристаллические агрегаты удлинённой морфологии с ориентировкой тонких ламелей (**Рис. 24**, в-г). Крупные «ламели» в отдельных случаях состоят из серии пластинок, расположенных под углом к обычной ориентировке ламелей, г) отдельные изометричные зерна округлой, неправильной формы или идиоморфные, размером до 50-500 мкм в поперечнике, д) зерна различного размера, расположенные внутри минерала-хозяина или на его периферии, переходящие в тонкие и крупные ламели (**Рис. 24**, в-г), е) изометричные зерна и их срастания в виде цепочек, расположенные вдоль границ зерен или плоскостей спайности пироксенов (**Рис. 24**, в-г).

Ламели пироксенов обычно параллельны плоскостям (100), (010), (001) соответствующего минерала-хозяина (орто- или клинопироксена), ламели оксидов (шпинелиды, ильменит, рутил) в основном параллельны плоскостям (100), (001), (010) (Garrison, Taylor, 1981; Sen, Jones, 1988) и ламели граната в основном параллельны плоскостям (100), (110), (001) пироксенов (Aoki et al., 1980; Sautter, Harte, 1988).

Для минералов, слагающих структуры распада в пироксенах, характерны разнообразные срастания продуктов распада:

- 1) пластинки различной формы, частично или полностью сросшиеся в одну ламель в продольном или поперечном положении (**Рис. 25**, а-б), нередко с чередованием минералов,
- 2) ламели с включениями и пластинками других минералов из структур распада (**Рис. 24**, б-в),
- 3) пластинки в срастании с изометричными включениями или с зернами вдоль границ зерна минерала-хозяина (**Рис. 24**, г).

Составные продукты распада отмечены в клинопироксенах из 24 образцов, в ортопироксенах из 13 образцов.

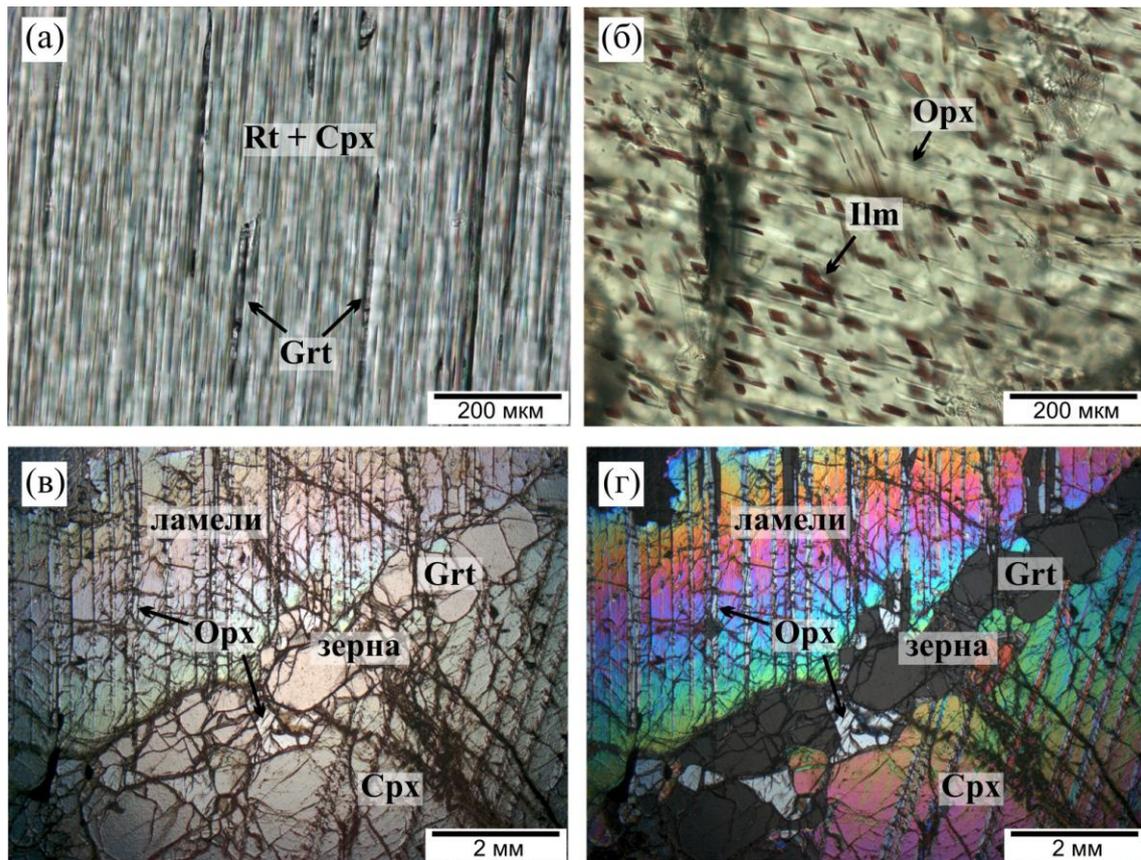


Рис. 24. Структуры распада твердых растворов в пироксенах (проходящий свет): (а) – тонкие ламели рутила, клинопироксена и граната в ортопироксене, гранатовый оливиновый вебстерит О-25 (трубка Обнаженная), (б) – тонкие ламели ильменита и ортопироксена в клинопироксене, гранатовый вебстерит О-173 (трубка Обнаженная), (в) и (г) – крупные ламели ортопироксена и граната, ламели, переходящие в зерна, и зерна на границе клинопироксена-хозяина, гранатовый клинопироксенит О-1085 (трубка Обнаженная). в – параллельные николи, г – скрещенные николи.

Во вмещающих пироксенах мелкие и крупные ламели одного или нескольких минералов часто находятся вместе. В одном зерне пироксена могут встречаться ламели различной размерной и морфологической градации без четкой приуроченности к определенным участкам минерала-хозяина. Тем не менее, часто отмечается снижение плотности распределения тонких ламелей по направлению к периферии зерна минерала-хозяина. Вокруг крупных ламелей расстояние до соседних ламелей больше, чем на участках с мелкими ламелями. В целом, распространение ламелей в пироксенах относительно однородное, ориентировка ламелей выдержана.

Минералы, встреченные среди продуктов распада пироксенов, приводятся в **Таблица 4**, а также в **Таблица А.2** и **Таблица А.3** (**Приложение А**). Среди них наиболее распространены соответствующие моноклинный или ромбический пироксены, рутил, ильменит, гранат. Ниже дана поминеральная характеристика продуктов распада в пироксенах.

Таблица 4. Минералы, диагностированные среди продуктов распада клинопироксена и ортопироксена, в мантийных ксенолитах перidotитового, вебстерит-пироксенитового и эклогитового типов парагенезисов.

Минерал -ХОЗЯИН	Перidotитовый тип парагенезиса			Вебстерит-пироксенитовый тип парагенезиса			Эклогитовый тип парагенезиса		
	Зернистые лерцолиты	Деформирован- ные лерцолиты	Оливиновые вебстериты	Вебстериты	Клинопиро- ксениты	Ортопиро- ксениты	Коэситовые эклогиты	Биминераль- ные эклогиты	Гроспидиты
КЛИНОПИРОКСЕН	Opх Grt Rt Ilm Chr	Opх	Opх Grt Rt Ilm Amp	Opх Grt Rt Ilm	Opх Grt	Opх Grt Rt Chr	Rt Ap Ilm	Opх Rt Ilm Ap	Rt Ap Ilm
ОРТОПИРОКСЕН	Cpx Amp Rt Ilm Chr	—	Cpx Grt Amp Rt Ilm Chr	Grt Cpx Rt Ilm	Grt	Grt Cpx Rt Ilm Chr	—	—	—

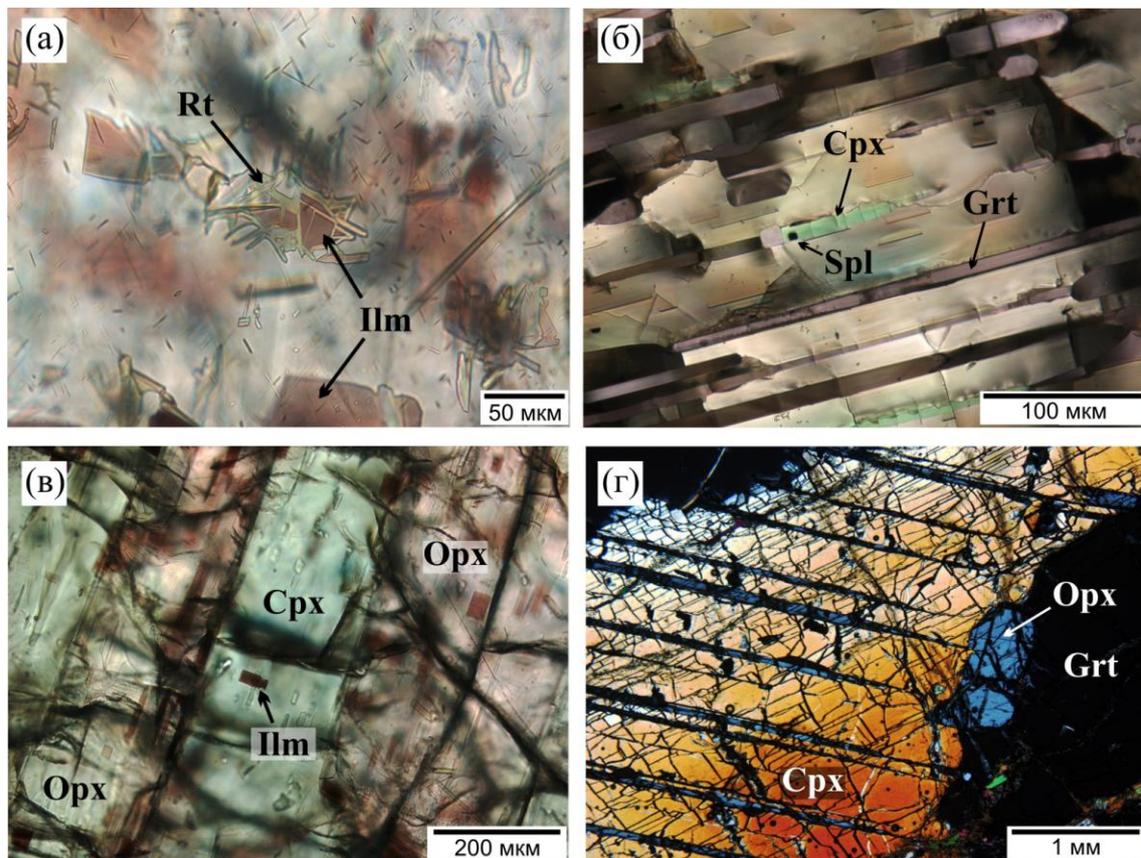


Рис. 25. Составные ламели в пироксенах (проходящий свет): (а) – составные ламели из рутила и ильменита в клинопироксене, гранатовый оливиновый вебстерит О-207 (трубка Обнаженная), (б) – срастания ламелей граната, хромшпинели и клинопироксена в ортопироксене, гранатовый оливиновый вебстерит О-436 (трубка Обнаженная), (в) – крупные ламели ортопироксена с пластинками ильменита и рутила в клинопироксене-хозяине, гранатовый вебстерит О-207 (трубка Обнаженная), (г) – срастания крупных ламелей ортопироксена и граната, ламели, переходящие в зерна, и зерна на границе клинопироксена-хозяина, гранатовый вебстерит О-332 (трубка Обнаженная) (скрещенные николи).

4.3.2. Минералогия продуктов распада в клинопироксенах

4.3.2.1. Ортопироксен

Основным минералом в структурах распада в клинопироксенах является ортопироксен. Ламели ортопироксена в клинопироксене широко проявлены в большинстве образцов и занимают от 0.5 до 5-8 об.% в матрице минерала-хозяина. Тем не менее, в 7 из 32 образцов ортопироксеновые ламели в клинопироксене не найдены. Среди них гранат-шпинелевый оливиновый вебстерит О-436 и шпинелевый лерцолит Ob111/12 из трубки Обнаженная, гранатовый клинопироксенит UV383/09, гроспидит LUV134/10 из трубки Удачная и эклогиты из трубок Удачная и Зарница (UV58/10, UV662/11, LUV184/10).

Для ортопироксена характерно нахождение в виде мелких тонких (2-5 мкм толщиной) и крупных (до 200 мкм толщиной) бесцветных пластинок длиной до 1-2 мм, а также в виде срастаний ламелей с зернами и в виде цепочек зерен вдоль границ минерала-хозяина (**Рис. 24**).

Ламели пироксена часто образуют сростания с гранатом, рутилом, ильменитом, хромитом (1, 3 типы сростаний ламелей в пироксенах) (Рис. 25, г; Рис. 26, б). Кроме того, ламели ортопироксена нередко содержат в себе ориентированные пластинки перечисленных минералов (2 тип сростаний ламелей в пироксенах) (Рис. 25, в).

Ламели ортопироксена без других минералов в структурах распада в клинопироксене присутствуют в 4 образцах: гранатовый оливиновый вебстерит трубки Мир М31/01, гранатовый оливиновый клинопироксенит UV300/09, деформированные гранатовые лерцолиты UV831/09 и UV241/09 из трубки Удачная (Рис. 26, а). Объемная доля ламелей в них не превышает 1-2 об.%. Ламели ортопироксена в данном случае представлены тонкими пластинками (толщиной 2-5 мкм и длиной до 500 мкм).

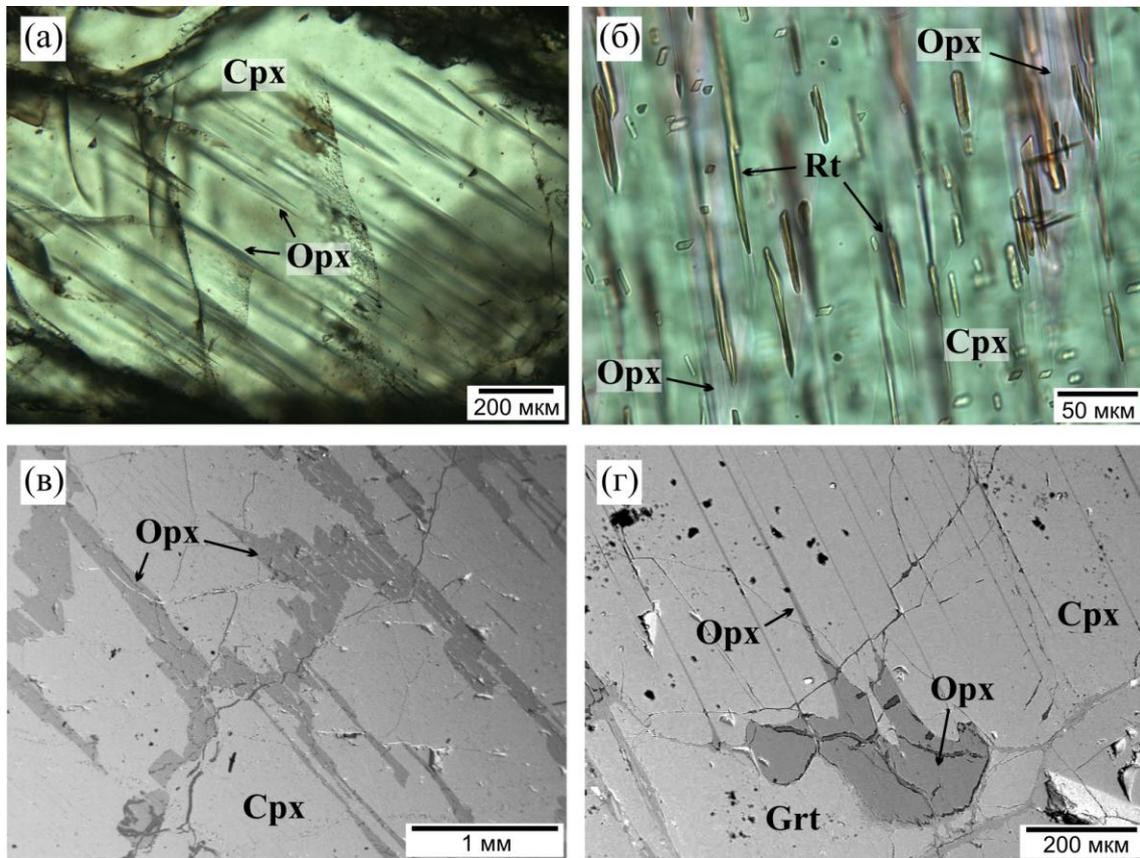


Рис. 26. Ламели ортопироксена в клинопироксене: (а) – тонкие ламели ортопироксена, гранатовый оливиновый клинопироксенит UV300/09 (трубка Удачная), (б) – сростания ламелей граната, хромшпинели и клинопироксена в ортопироксене, гранатовый оливиновый вебстерит О-436 (трубка Обнаженная), (в) – крупные ламели ортопироксена с пластинками ильменита и рутила в клинопироксене-хозяине, гранатовый вебстерит О-207 (трубка Обнаженная), (г) – сростания крупных ламелей ортопироксена и граната, ламели, переходящие в зерна, и зерна на границе клинопироксена-хозяина, гранатовый вебстерит О-332 (трубка Обнаженная). а, б – в проходящем свете, в, г – в обратно рассеянных электронах.

Ассоциация ламелей ортопироксена с гранатовыми ламелями без других минералов отмечается в 4 образцах: гранатовый клинопироксенит О-125 и гранатовый вебстерит О-107 из трубки Обнаженная, гранатовые клинопироксениты UV201/09 и UV383/09 трубки Удачная.

4.3.2.2. Гранат

Гранат в структурах распада в клинопироксене встречен в 14 образцах. Образцы представлены главным образом породами вебстерит-пироксенитового парагенезиса. Гранатовые ламели не встречены клинопироксенах из изученных эклогитов. По объему ламели граната занимают до 15 об.% в матрице клинопироксена-хозяина.

Гранат в тонких ламелях обычно почти бесцветный, более крупные ламели в отдельных образцах имеют окраску породообразующего граната. Гранат в экссолюционных структурах характеризуются разнообразной морфологией (**Рис. 27**): а) тонкие и средние пластинки и «призмы» (толщиной до 20-50 мкм) до нескольких сотен микрон в длину с постоянной или переменной мощностью, б) крупные ламели шириной до 500 мкм и длиной до нескольких миллиметров, в) зерна округлой формы и ограненные включения до 200 мкм в поперечнике, 4) линзовидные ламели.

Наиболее часто гранат формирует сростания с ортопироксеном (1, 3 тип сростаний ламелей в клинопироксене) (**Рис. 27**, б). Такие сростания встречены в 16 из 32 образцов. В гранатовом клинопироксените трубки Удачная UV383/09 структуры распада в клинопироксене мономинеральные и содержат только ламели граната.

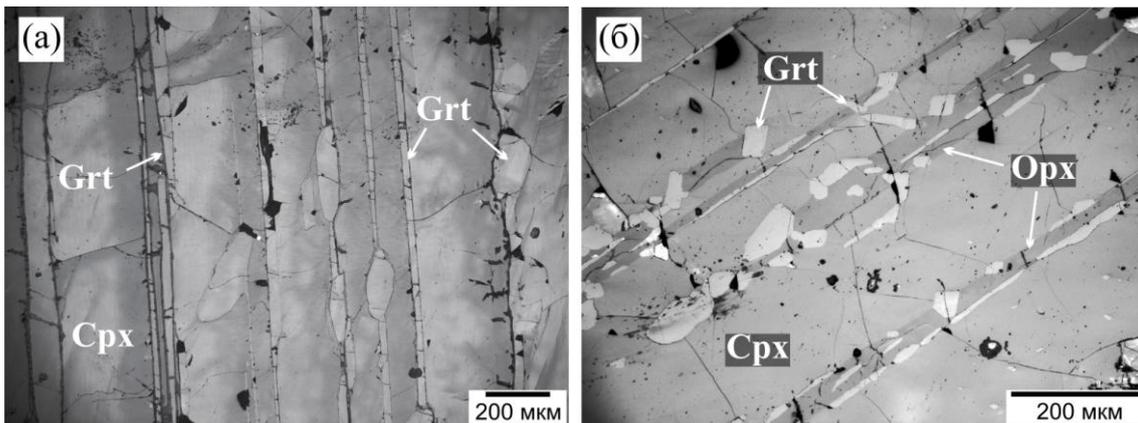


Рис. 27. Гранат в структурах распада в клинопироксене (отраженный свет): (а) – ламели различного размера и формы, гранатовый клинопироксенит О-125 (трубка Обнаженная), (б) – сростания граната и ортопироксена в структурах распада в клинопироксене, гранатовый вебстерит О-173 (трубка Обнаженная).

4.3.2.3. Амфибол

Амфибол в составе структур распада в клинопироксене найден в образцах из трубки Обнаженная: гранатовый оливиновый вебстерит Ob106/12, шпинелевый лерцолит Ob111/12. В гранатовом оливиновом вебстерите Ob106/12 ламели амфибола присутствуют в клинопироксене наряду с ламелями граната, рутила и ортопироксена. Как отмечалось выше, в данном образце амфибол также присутствует в структурах распада в гранате. В шпинелевом лерцолите Ob111/12 ламели амфибола находятся в клинопироксене совместно с хромитом (**Рис. 28, а**). Объемная доля амфибола в структурах распада составляет до 3 об. %.

Морфология ламелей амфибола в клинопироксене представлена: а) тонкими пластинками толщиной обычно 5-10 мкм (до 65 мкм) и длиной до 100-450 мкм, б) короткие пластинки и зерна неправильной формы длиной 20-200 мкм и шириной 15-50 мкм. Амфибол в ламелях обычно практически бесцветный или слабо зеленоватый.

Амфибол присутствует в виде составных ламелей с хромитом в образце Ob111/12 (обычно срастания ламелей 1-2 типа в пироксенах). В образце Ob106/12 амфибол слагает ламели с гранатом (обычно 3 тип срастаний), рутилом (1, 2 типы срастаний составных ламелей в пироксенах) (**Рис. 28, б**).

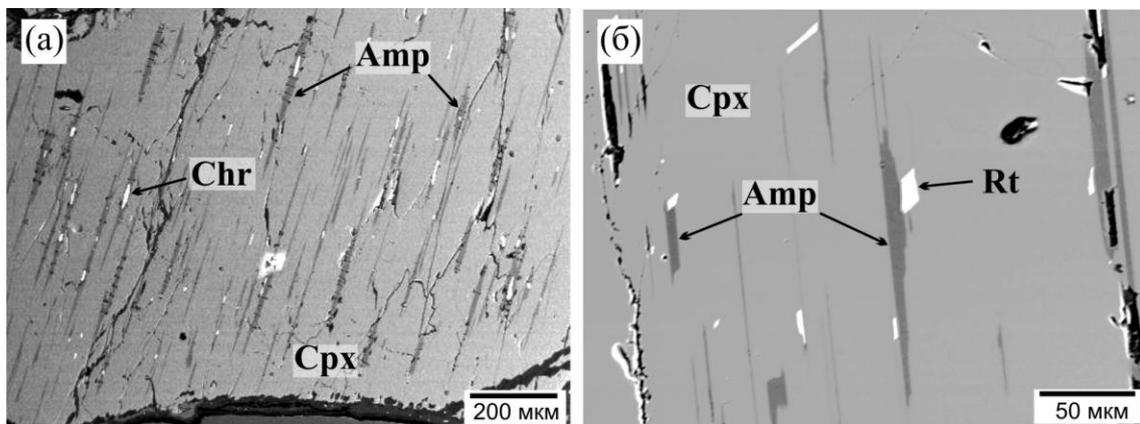


Рис. 28. Ламели амфибола в клинопироксене (в обратно рассеянных электронах): (а) – ламели и хромита, шпинелевый лерцолит Ob111/12 (трубка Обнаженная), (б) – срастания ламелей амфибола и рутила в клинопироксене, гранатовый оливиновый вебстерит Ob106/12 (трубка Обнаженная).

4.3.2.4. Рутил

Ламели рутила найдены в эксклюзивных структурах в клинопироксене из 20 образцов – породах вебстерит-пироксенитового, перидотитового и эклогитового типов парагенезисов. Рутил не является типичным минералом в тонких структурах распада в деформированных гранатовых лерцолитах (например, из трубки Удачная), в которых клинопироксен содержит ламели только ортопироксена. Кроме того, рутил обычно не

характерен в клинопироксенах, содержащих среди продуктов распада хромит-хромшпинель. Исключением являются гранат-шпинелевый ортопироксенит UV345/08 трубки Удачная и гранат-шпинелевый лерцолит трубки Мир М34/01, в которых рутил и хромит совместно встречаются среди ламелей в клинопироксене. По объему рутил в структурах распада в клинопироксене занимают до 1-2 об.%.

Рутил имеет светлый желто-коричневый цвет (**Рис. 29, а**). Отмечается разнообразная морфология рутила в структурах распада: а) иглы, призмы и пластинки 1-10 мкм в диаметре длиной 15-250 мкм, б) округлые или веретенообразные включения до 20-50 мкм в поперечнике, в) пластинки неправильной формы в сростаниях с другими минералами (чаще с ильменитом).

Составные ламели рутил слагает с ильменитом, ортопироксеном, хромитом, апатитом. Чаще всего это составные ламели с 1, 2 типом сростаний в пироксенах. Наиболее часто отмечаются сростания между рутилом и ильменитом (**Рис. 25, а**). Характерно нахождение ламелей рутила с пластинками ильменита, либо ламелей рутила, окаймленного ильменитом. Отмечаются полиминеральные ламели с рутилом, ильменитом, ортопироксеном (**Рис. 29, б**). Составные ламели с рутилом, ильменитом и/или ортопироксеном характерны для пород вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса. Сростания ламелей рутила и апатита отмечаются в пироксенах эклогитов (**Рис. 31, в-г**).

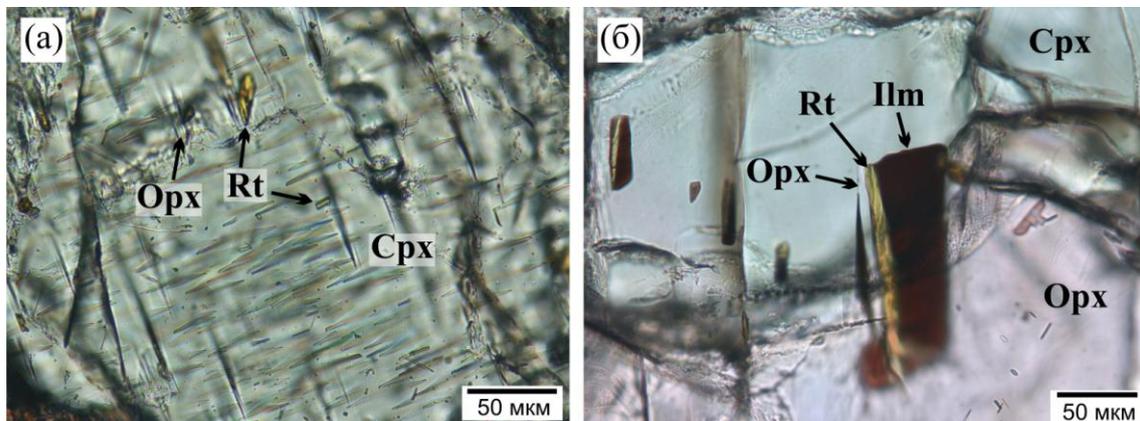


Рис. 29. Рутил из продуктов распада клинопироксена (проходящий свет): (а) – самостоятельные пластинки, иглы и ламели рутила в клинопироксене, гранатовый вебстерит О-301 (трубка Обнаженная), (б) – составная «ламель» из рутила, ильменита и ортопироксена в клинопироксене, гранатовый оливиновый вебстерит О-207 (трубка Обнаженная).

4.3.2.5. Ильменит

Ильменит в структурах распада в клинопироксенах зафиксирован в 12 изученных образцах. Данные породы представлены вебстерит-пироксенитовым, в меньшей степени эклогитовым и перидотитовым типами парагенезисов. Доля ильменита в структурах распада составляет до 1 об.%. Несмотря на относительно небольшую концентрацию ламелей ильменита

в минерале-хозяине, отдельные зерна клинопироксена в полированных пластинках при определенной ориентировке выглядят почти непрозрачными, темными (**Рис. 24, б**).

Ламели ильменита прозрачные, темно-коричневого, бурого цвета, имеют следующую морфологию: а) тонкие (1-3 мкм) относительно изометричные пластинки 20-40 мкм в длину, б) удлинённые пластинки до 500 мкм в длину, в) ламели, переходящие в изометричные зерна на границе минерала-хозяина.

Составные ламели ильменит слагает с рутилом (**Рис. 25, а**), ортопироксеном (1, 2, 3 типы) (**Рис. 29, а**). Некоторые характерные срастания были указаны ранее. В эклогитах ильменит в клинопироксене присутствует в виде пластинок в рутиле, кайм вокруг ламелей рутила или срастаний неправильной формы с формированием резорбированных ламелей. Самостоятельные ламели ильменита не характерны для образцов с клинопироксеном, содержащим ламели хромита.

4.3.2.6. Хромит

Ламели хромита-хромшпинели отмечены в 5 изученных образцах – шпинелевых и гранат-шпинелевых лерцолитах и пироксенитах. По объему хромит в структурах распада занимает 1-2 об. %.

Ламели хромита темно-коричневые с красноватым оттенком, прозрачные в тонких пластинках (**Рис. 30, а**). Морфология их представлена: а) короткими пластинками длиной 20-50 мкм, 2-10 мкм шириной и 1-5 мкм толщиной, б) удлинёнными пластинками той же толщины и ширины до 80-100 мкм в длину, в) округлыми или удлинёнными зёрнами и ламелями, переходящими в зёрна.

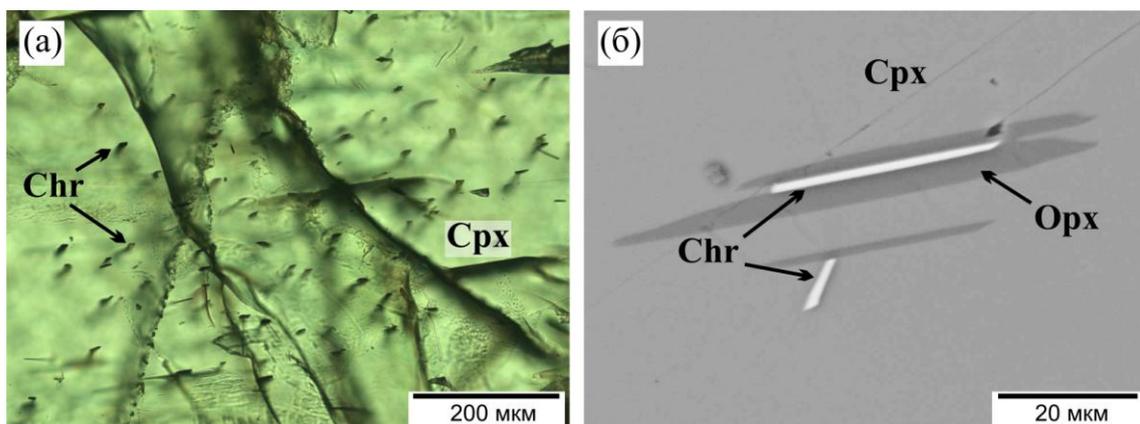


Рис. 30. Хромшпинелиды среди продуктов распада клинопироксена: (а) отдельные пластинки хромита в клинопироксене, гранат-шпинелевый лерцолит М34/01 (трубка Мир) (проходящий свет), (б) – составная ламель из хромита и ортопироксена в клинопироксене, гранатовый оливиновый вебстерит М4/01 (трубка Мир) (в обратно рассеянных электронах).

Хромит формирует составные ламели с ортопироксеном, рутилом, амфиболом. В гранат-шпинелевом оливиновом вебстерите М4/01 трубки Мир наблюдаются наиболее характерные составные ламели с хромитом и ортопироксеном (1, 2 типы) (Рис. 30, б). Срастания хромита и амфибола (1, 2 типы сложных ламелей в пироксенах) отмечаются в клинопироксене шпинелевого лерцолита Об111/12 трубки Обнаженная (Рис. 28, а).

4.3.2.7. Апатит

Апатит в структурах распада клинопироксена редок и отмечен в ксенолитах эклогитового парагенезиса из трубок Удачная и Зарница – гроспидит LUV134/10, коэситовый эклогит UV662/11, биминеральный эклогит LUV184/10. Объемная доля ламелей апатита во вмещающем клинопироксене не превышает 0.5 об.%.

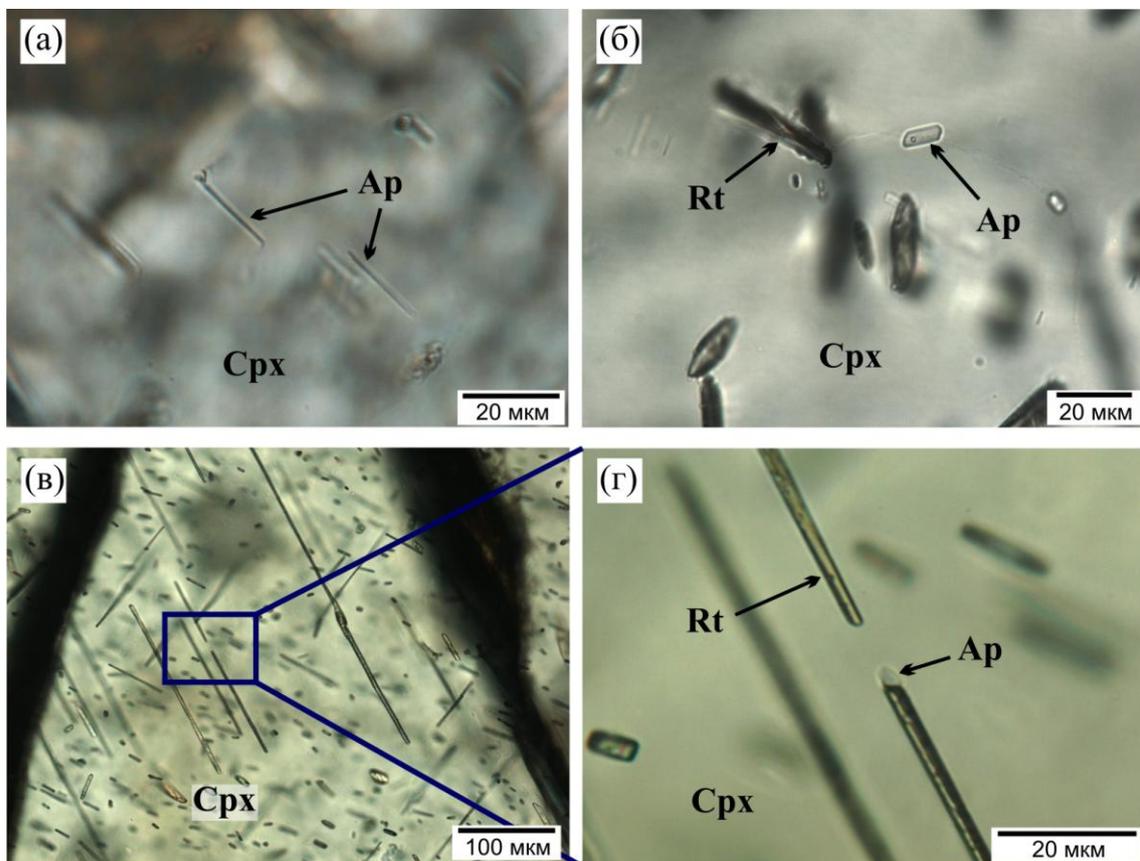


Рис. 31. Апатит среди продуктов распада клинопироксена (проходящий свет): (а) – отдельные иглы и пластинки апатита, гроспидит LUV134/10 (трубка Удачная), (б-г) – взаимоотношения апатита и рутила в структурах распада в клинопироксене, коэситовый эклогит UV662/11 (трубка Удачная).

Ламели апатита представлены тонкими иглами (толщина около 1 мкм) длиной 10-25 мкм и тонкими пластинками шириной 3-5 мкм и длиной 5-10 мкм (Рис. 31, а-б). Апатит в структурах распада в клинопироксене бесцветный, прозрачный. В эклогитах UV662/11 и LUV184/10 апатит слагает составные ламели с рутилом – срастания 1 типа для сложных ламелей пироксенов (Рис. 29, б). Характерный КР-спектр апатита из продуктов распада клинопироксена приведен на Рис. 32.

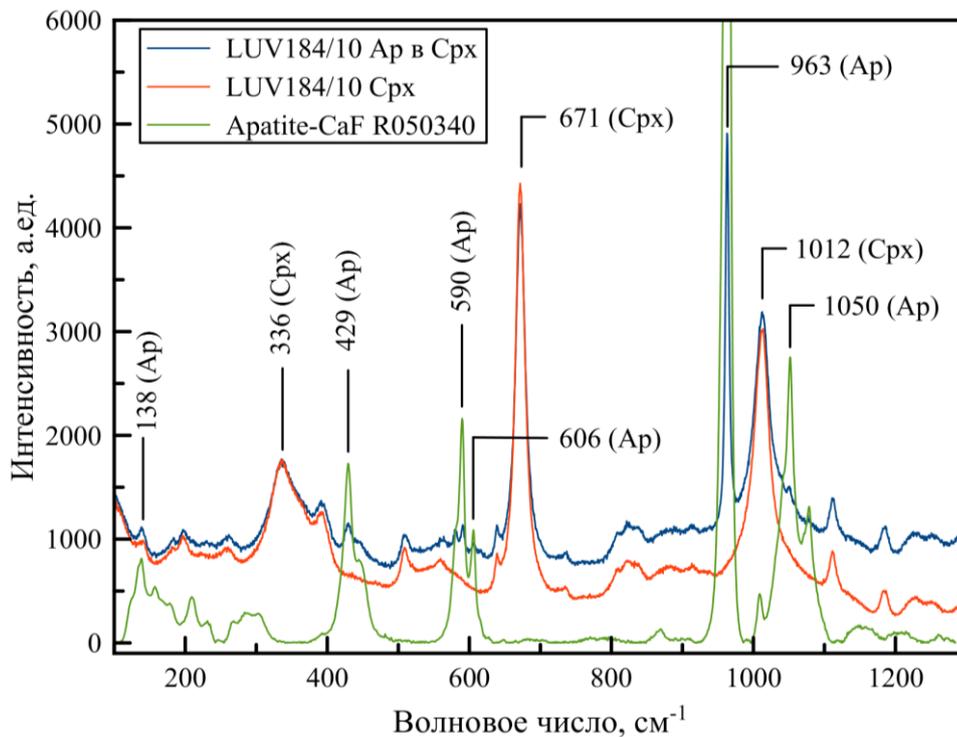


Рис. 32. КР-спектр апатита из структур распада в клинопироксене, биминеральный эклогит LUV184/10 (трубка Зарница).

4.3.3. Минералогия продуктов распада в ортопироксенах

4.3.3.1. Клинопироксен

Наиболее часто в ортопироксене находятся ламели клинопироксена (в 23 из 24 образцов). Объемная доля ламелей в минерале-хозяине составляет от 1 до 5 об.%. Клинопироксеновые ламели не найдены в ортопироксенах из гранатового клинопироксенита О-125 и гранат-шпинелевого лерцолита О-571 (трубка Обнаженная).

Толщина ламелей клинопироксена варьирует от 1-5 до 200 мкм, длина достигает нескольких сотен микрон. Пластинки клинопироксена варьируют по цвету от светло-зеленого и практически бесцветного до яркого изумрудно-зеленого. Наряду с пластинчатой морфологией клинопироксен в структурах распада в ортопироксене слагает отдельные зерна, переходящие в

ламели; цепочечные агрегаты зерен вдоль границ минерала-хозяина для клинопироксена менее характерны.

Ламели клинопироксена найдены в сростаниях с рутилом, ильменитом, хромитом, гранатом (1 тип сростаний ламелей в пироксенах) (**Рис. 33**). Ламели клинопироксена, содержащие ориентированные пластинки других минералов (рутил, ильменит), встречаются относительно редко (2 тип сростаний ламелей в пироксенах), например в образцах из трубки Обнаженная (О-550 и О-39).

В двух образцах клинопироксен является единственным минералом, слагающим структуры распада в ортопироксене: гранатовый оливиновый вебстерит М31/01 трубки Мир и гранат-шпинелевый лерцолит Ка-2 трубки Лахтойоки. Объемная доля ламелей в них не превышает 1 об.%.

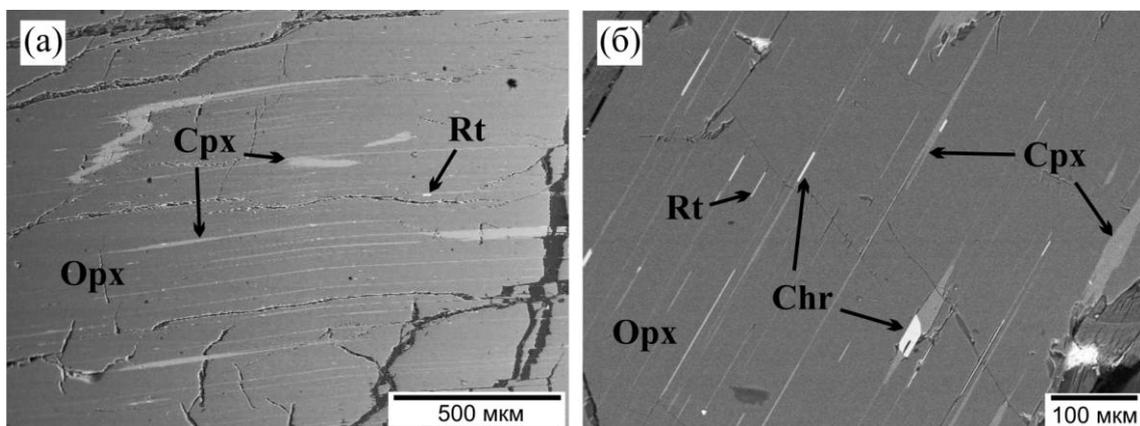


Рис. 33. Ламели клинопироксена в ортопироксене (в обратно рассеянных электронах): (а) – ламели клинопироксена и рутила в деформированном зерне ортопироксена, гранатовый оливиновый вебстерит Об106/12 (трубка Обнаженная), (б) – составные ламели из клинопироксена, хромита и рутила в ортопироксене, гранат-шпинелевый лерцолит М34/01 (трубка Мир).

4.3.3.2. Гранат

Гранат в структурах распада в ортопироксене встречен в 8 образцах, представленных породами вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса. Для перидотитовых ксенолитов гранатовые ламели в ортопироксенах малохарактерны. По объему ламели граната занимают до 15 об.%.

Тонкие ламели граната обычно почти бесцветные, тогда как более крупные ламели имеют окраску породообразующего граната. Морфология ламелей граната следующая: а) тонкие и средние пластинки толщиной 20-50 мкм и длиной до нескольких сотен микрон, б) крупные ламели шириной до 500 мкм и длиной до нескольких миллиметров, в) зерна округлой формы и ограненные включения до 200 мкм в поперечнике, г) линзовидные ламели (**Рис. 34**, а).

Наиболее часто гранат формирует срастания с клинопироксеном и хромитом (1, 3 тип срастаний ламелей в пироксенах) (Рис. 25, б). В гранатовом клинопироксените О-125 трубки Обнаженная гранат единственным минералом, слагающим ламели в ортопироксене.

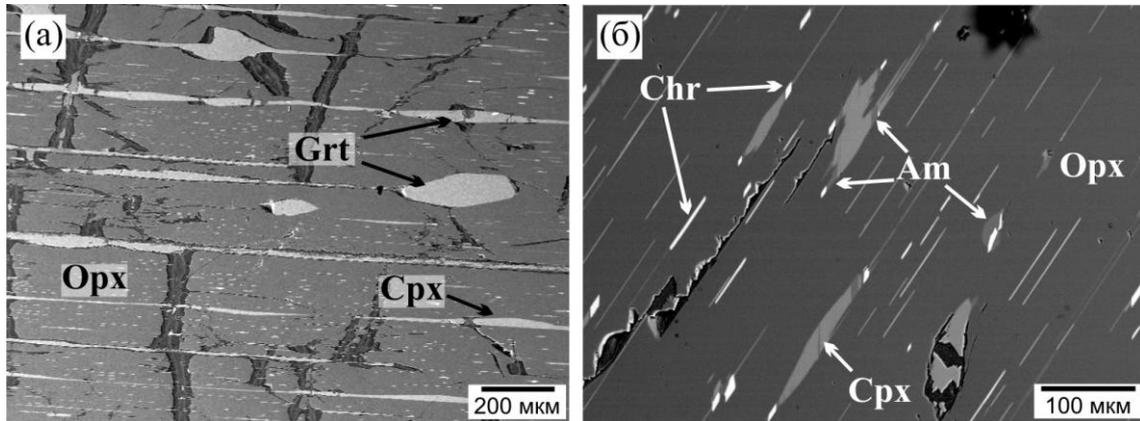


Рис. 34. Ламели в ортопироксене (в обратно рассеянных электронах): (а) – ламели граната, клинопироксена и хромита (тонкие белые пластинки, на снимке не отмечены) в ортопироксене, гранатовый оливиновый вебстерит О-436 (трубка Обнаженная), (б) – составные ламели из амфибола, клинопироксена и хромита в ортопироксене, шпинелевый лерцолит Ob111/12 (трубка Обнаженная).

4.3.3.3. Амфибол

Амфибол в составе структур распада в ортопироксене найден в двух образцах трубки Обнаженная: гранатовый оливиновый вебстерит Ob106/12 и шпинелевый лерцолит Ob111/12. В образце Ob106/12 ламели амфибола находятся в клинопироксене совместно с ламелями граната, клинопироксена и рутила. В образце Ob111/12 ламели амфибола присутствуют в ортопироксене совместно с хромитом и клинопироксеном. Объемная доля амфибола в структурах распада составляет не более 1 об.%.

Амфибол в ортопироксене слагает: а) тонкие пластинки толщиной обычно 1-4 мкм и длиной до 10-50 мкм. б) изометричные пластинки и зерна не более 10-15 мкм в поперечнике. Амфибол в ламелях обычно почти бесцветный или слабо зеленоватый.

Амфибол формирует составные ламели с клинопироксеном и хромитом в шпинелевом лерцолите Ob111/12 (обычно срастания 1-2 типа) (составные ламели в пироксенах) (Рис. 34, б). В оливиновом вебстерите Ob106/12 амфибол в ламелях срастается с гранатом (обычно 3 тип срастаний), клинопироксеном и рутилом (1, 2 типы срастаний составных ламелей в пироксенах).

4.3.3.4. Рутил

Ламели рутила найдены в экссолюционных структурах в ортопироксене из 19 образцов. Рутил обычно не характерен для ортопироксенов, содержащих ламели хромита-хромшпинели. Исключением являются 3 образца, в которых рутил и хромит совместно встречены среди ламелей в ортопироксене: гранат-шпинелевый ортопироксенит UV345/08 трубки Удачная, гранат-шпинелевый лерцолит M34/01 трубки Мир (**Рис. 33**, б) и гранатовый оливиновый вебстерит Ob108/12 трубки Обнаженная. По объему ламели рутила в ортопироксене занимают до 1 об.%.

Рутил имеет светлый желто-коричневый цвет. По морфологии в структурах распада отмечаются: а) иглы, призмы и пластинки 1-10 мкм в поперечнике длиной до 100 мкм. б) округлые или веретенообразные включения до 20-30 мкм в поперечнике.

Составные ламели рутил слагает с ильменитом, клинопироксеном (**Рис. 35**, а). Чаще всего это составные ламели 1, 2 типа сростаний. Характерно нахождение ламелей рутила с пластинками ильменита, либо ламелей рутила, окаймленного ильменитом. Составные ламели с рутилом, ильменитом и/или клинопироксеном характерны для пород вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса.

4.3.3.5. Ильменит

Ильменит в структурах распада в клинопироксенах зафиксирован в 13 изученных образцах. Данные породы представлены вебстерит-пироксенитовым, в меньшей степени перидотитовым типами парагенезисов. Доля ильменита в структурах распада составляет менее 1 об.%. Несмотря на относительно небольшую концентрацию ламелей ильменита в минерал-хозяине, отдельные зерна ортопироксена в полированных пластинках при определенной ориентировке выглядят почти непрозрачными, темными.

Ламели ильменита прозрачные, темно-коричневого, бурого цвета. Они имеют следующую морфологию: а) тонкие (1-3 мкм толщиной) относительно изометричные пластинки 20-40 мкм в длину, б) вытянутые пластинки толщиной до 3-5 мкм и длиной до нескольких сотен микрон.

Составные ламели ильменит слагает с рутилом и клинопироксеном (1, 2, 3 типы) (**Рис. 35**, а-б). Самостоятельные ламели ильменита не характерны для образцов, в которых ортопироксен содержит ламели хромита.

4.3.3.6. Хромит

Ламели хромита-хромшпинели отмечены в 6 изученных образцах – шпинелевых и гранат-шпинелевых разновидностях лерцолитов и пироксенитов, а также в одном гранатовом

оливиновом вебстерите трубки Обнаженная. По объему хромит в структурах распада занимает до 1.5 об. %.

Ламели хромита темно-коричневые с красноватым оттенком, прозрачные в тонких пластинках. Морфология представлена: а) короткими пластинками длиной 20-50 мкм, 2-10 мкм шириной и 1-5 мкм толщиной, б) удлинёнными пластинкам той же толщины и ширины до 80-100 мкм в длину (Рис. 35, в-г).

Хромит формирует составные ламели с клинопироксеном, амфиболом (срастания ламелей 1 типа в пироксенах), реже с гранатом (срастания ламелей 2 типа в пироксенах) (Рис. 35, г). Срастания хромита и амфибола отмечаются в ортопироксене шпинелевого лерцолита Ob111/12 трубки Обнаженная (Рис. 34, б).

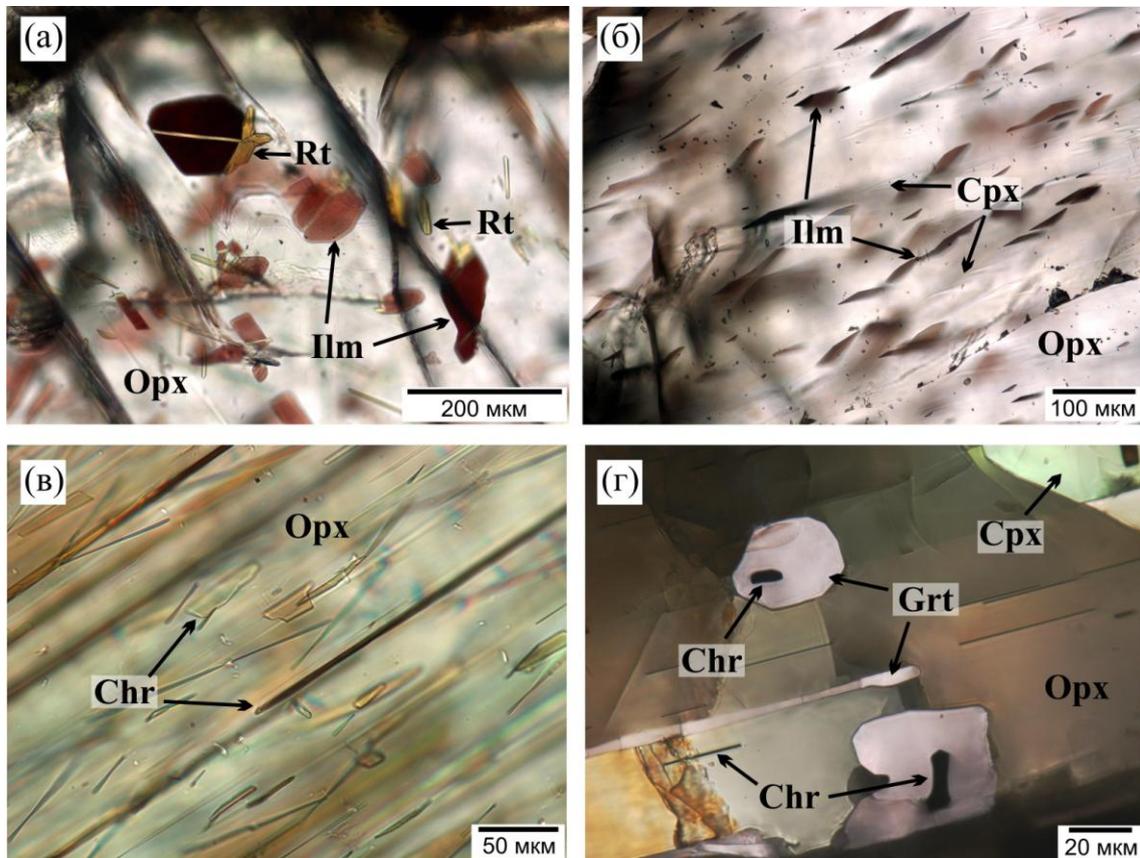


Рис. 35. Ламели в ортопироксене (проходящий свет): (а) – составные ламели из рутила и ильменита, гранатовый оливиновый вебстерит О-207 (трубка Обнаженная), (б) – ламели ильменита и клинопироксена, гранатовый вебстерит О-173 (трубка Обнаженная), (в) – тонкие ламели хромита, гранат-шпинелевый ортопироксенит UV345/08 (трубка Удачная), (г) – срастания ламелей и зерен хромита и граната, гранат-шпинелевый оливиновый вебстерит О-436 (трубка Обнаженная).

Глава 5. Химический состав минералов и геотермобарометрические оценки

5.1. Особенности химического состава минералов мантийных ксенолитов

5.1.1. Перidotитовый тип парагенезиса

5.1.1.1. Оливин

Состав оливина соответствует форстериту с соотношением компонентов $For_{90.22-93.19}Fa_{6.74-9.78}$ (Таблица Б.1, Приложение Б). В оливинах, слагающих отдельные зерна в породах, содержания TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 и CaO обычно ниже предела обнаружения при заданных параметрах съемки на рентгеноспектральном микроанализаторе (раздел 3.2.). Содержание NiO составляет от 0.31 до 0.52 мас.%. Зерна в основном однородны, их составы варьируют незначительно от центра к краю. Тем не менее, в некоторых образцах отмечены вариации составов. Например, в гранат-шпинелевом лерцолите О-571 содержание FeO в оливине выше в центре (7.28 мас.%), чем с краю (6.72 мас.%) (Рис. 36).

Ламель оливина в гранате из оливинового вебстерита Об108/12 трубки Обнаженная по составу отличается наибольшей магнезиальностью среди проанализированных оливинов, содержание форстеритового и фаялитового компонентов составляет 94.5 и 5.5 мол.% (Таблица Б.1, Приложение Б), соответственно. Содержания Al_2O_3 , Cr_2O_3 и CaO равны 0.16, 0.10 и 0.11 мас.%, соответственно. Концентрация NiO достигает в ламели оливина 0.63 мас.%.

5.1.1.2. Ортопироксен

Состав ортопироксена, слагающего порфиробласты, соответствует энстатиту с вариациями компонентов $En_{86.5-93.6}Fs_{5.9-10.8}$ и содержанием кальциевого компонента до $Wo_{2.7}$ (Таблица Б.2, Приложение Б). Значения $Mg\#$ в порфиробластах ортопироксена для каждой группы пород составляет: 89.9–94.0 в оливиновых вебстеритах, 92.1–93.5 зернистых лерцолитах, 88.9–91.5 в деформированных лерцолитах (Таблица Б.2, Приложение Б). Магнезиальность отдельных зерен ортопироксена одинакова как в краевых, так и в центральных частях зерен. Концентрации CaO , Cr_2O_3 и Na_2O в порфиробластах ортопироксена обычно низкие (<0.50 мас.%), за исключением образцов деформированных перidotитов, в которых ортопироксен содержит 0.94–1.41 мас.% CaO . Содержание Al_2O_3 варьирует от 0.42 до 2.51 мас.% в максимальными значениями в шпинелевом лерцолите Об111/12. Зональность состава зерен ортопироксена от центра к краю слабо проявлена в большинстве образцов и составляет не более 0.5 мас.% по главным оксидам. Содержание CaO обычно демонстрирует однородное распределение в порфиробластах ортопироксена, исключение представляет гранат-шпинелевый лерцолит О-571, в котором в ортопироксене содержание CaO снижается от центра (0.66 мас.%) к краю (0.24 мас.%).

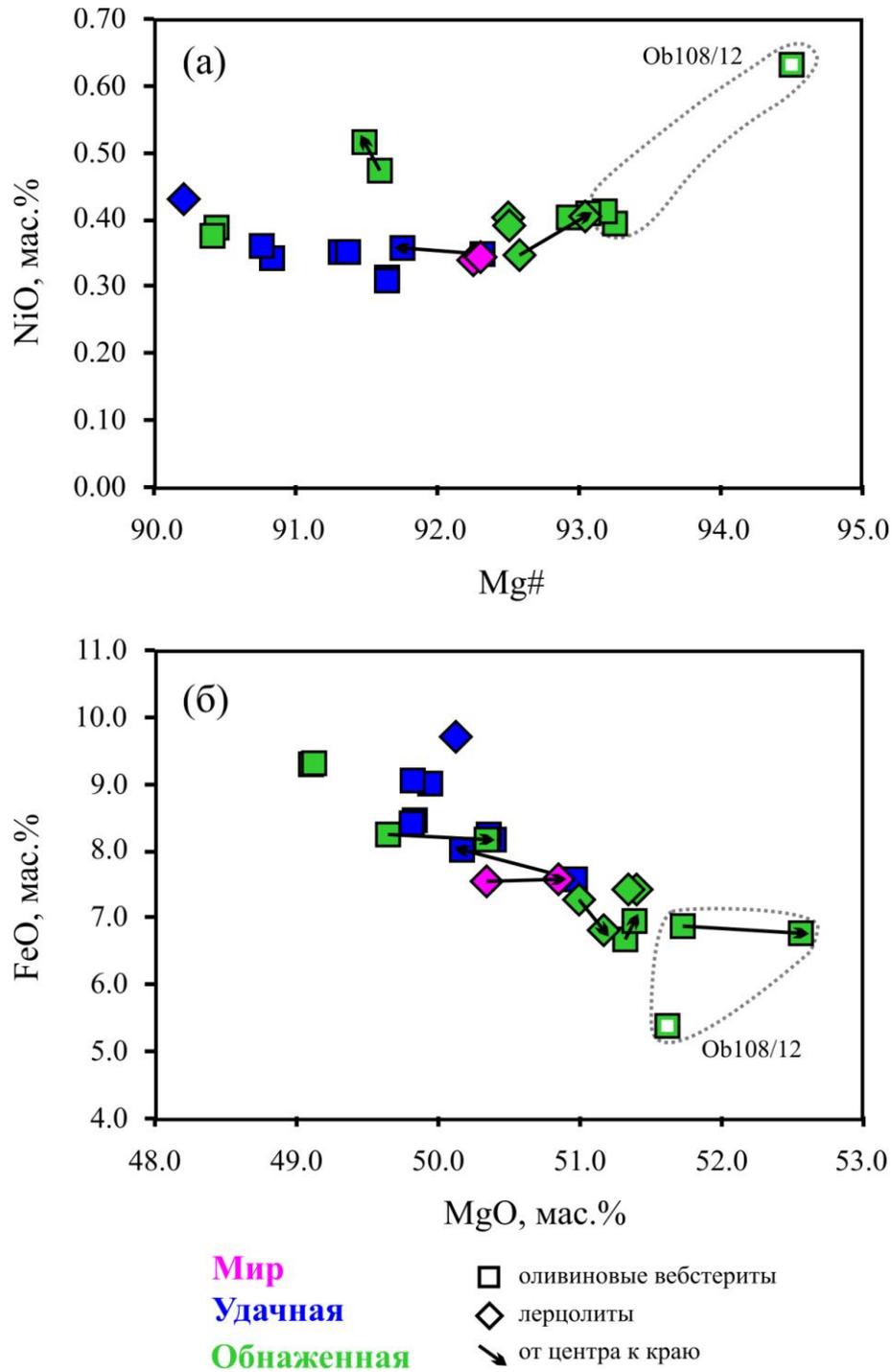


Рис. 36. Бинарные диаграммы соотношений NiO/Mg# (а) и FeO/MgO (б) в оливинах из ксенолитов перidotитового типа парагенезиса. Стрелками показаны вариации состава зерен от центра к краю. Состав ламели оливина в гранате из гранатового оливинового вебстерита Ob108/12 (трубка Обнаженная) показан квадратом с белым центром. Пунктирной линией обведены точки составов оливинов в одном образце.

Ламели ортопироксена в клинопироксене близки по составу порфиробластовому ортопироксену тех же пород. Различное содержание Al_2O_3 выявлено в трех образцах оливиновых вебстеритов (О-25, Об106/12, Об108/12), в которых ламели и ламели-зерна ортопироксена в структурах распада более богаты Al_2O_3 , чем отдельные зерна ортопироксена в породе (Таблица Б.2, Приложение Б).

5.1.1.3. Клинопироксен

Клинопироксен по составу соответствует диопсиду с соотношением компонентов $Wo_{41.3-48.8}En_{47.8-56.3}Fs_{2.4-6.6}$ (Рис. 37 и Рис. 38; Таблица Б.3, Приложение Б). Значения $Mg\#$ в порфиробластах клинопироксена для каждой группы пород составляет: 94.1 в оливиновом клинопироксените, 89.2–95.3 в оливиновых вебстеритах, 89.9–95.1 в зернистых лерцолитах, 88.5–90.5 в деформированных лерцолитах (Рис. 39; Таблица Б.3, Приложение Б). Магнезиальность отдельных зерен клинопироксена одинакова как в краевых, так и в центральных частях зерен.

Для образцов оливиновых вебстеритов и лерцолитов трубки Обнаженная (О-207, О-25, Об106/12, Об108/12, Об113/12, О-39) характерны значительные вариации состава по содержанию Al_2O_3 и в меньшей степени Na_2O в порфиробластах клинопироксена между центральными и краевыми частями зерен (Таблица Б.3, Приложение Б; Рис. 39 и Рис. 40).

Содержания Cr_2O_3 в порфиробластах клинопироксена достигает 2.69 мас. % в гранат-шпинелевых оливиновых вебстеритах (М4/01) и 2.32 мас. % лерцолитах (М34/01) (Рис. 41). Содержание TiO_2 в порфиробластах клинопироксена обычно низкое (<0.5 мас.%). В трех образцах из трубки Обнаженная (Об113/12, О-39, Об108/12) содержание достигает 0.52–0.61 мас.% (Таблица Б.3, Приложение Б).

Ламели клинопироксена в ортопироксене часто имеют составы, сходные с составами порфиробластов клинопироксена из тех же образцов. Тем не менее, в отдельных образцах состав ламелей и крупных зерен значительно отличается, особенно по содержаниям Al_2O_3 и Na_2O (Таблица Б.3, Приложение Б). Например, в образце гранатового лерцолита О-39 содержание Al_2O_3 в порфиробластах составляет 6.32(центр)–4.99(край) мас.%, тогда как в ламелях оно не превышает 1.28 мас.%. В гранатовом оливиновом вебстерите Об106/12 порфиробласты клинопироксена содержат 7.63(центр)–6.18(край) мас.% Al_2O_3 , при этом в ламелях клинопироксена в ортопироксене содержание Al_2O_3 достигает 8.84 мас.%, а в зернах-ламелях из структур распада в ортопироксене составляет лишь 4.7 мас.%. Состав ламелей определенной морфологии в образцах довольно постоянный.

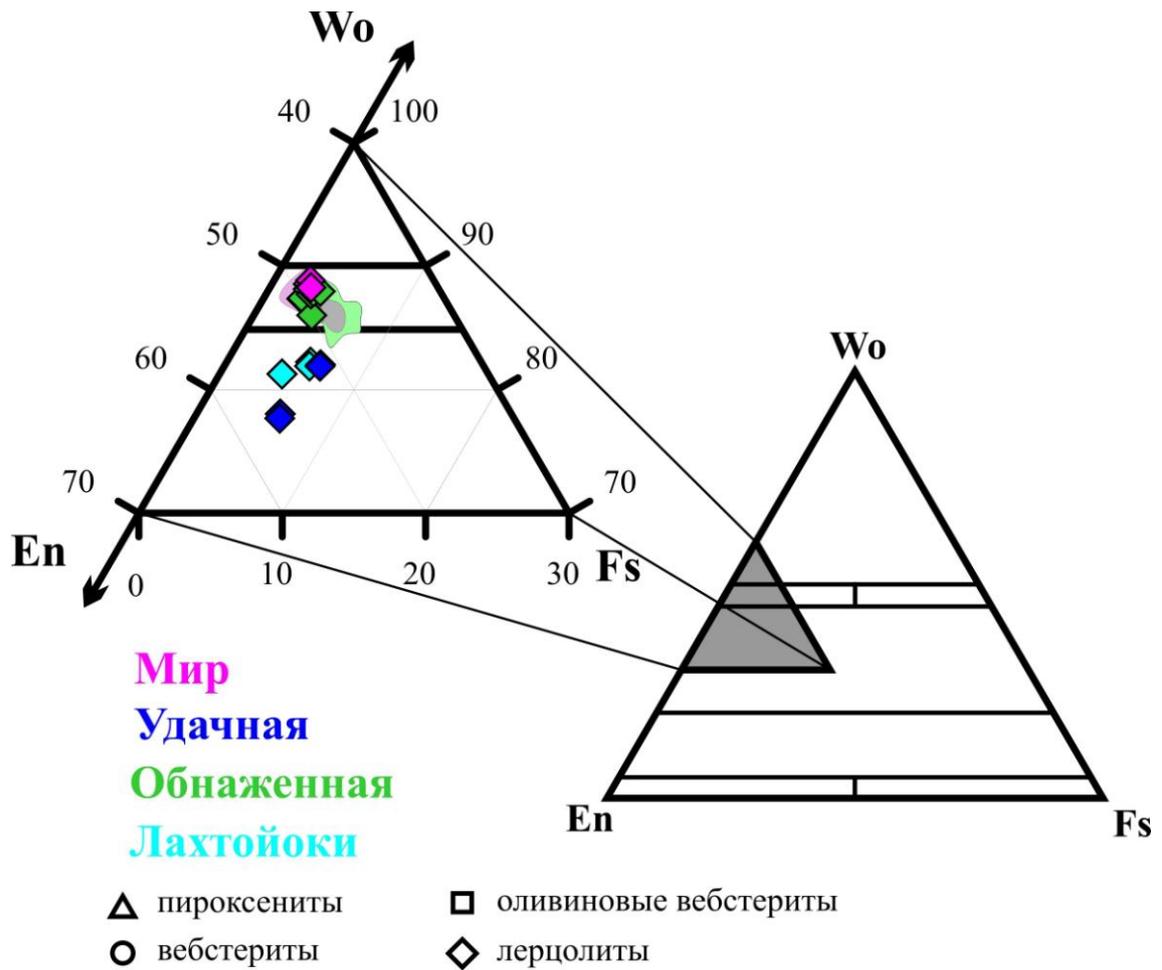


Рис. 37. Соотношение Wo-, En- и Fs-компонентов в составе клинопироксенов из лерцолитов. Поля составов клинопироксенов из мантийных пород, содержащих гранаты и пироксены со структурами распада (по литературным данным): фиолетовое поле – ксенолиты из кимберлитовой трубки Мир (Кулигин, 1997; Roden et al., 2006), зеленое поле – ксенолиты из кимберлитовой трубки Обнаженная (Соловьева и др., 1994; Кулигин, 1997; Taylor et al., 2003), серое поле – перидотиты и пироксениты из ксенолитов (Haggerty, Sautter, 1990; Schmickler et al., 2004) и из орогенных массивов (Song et al., 2005; Spengler et al., 2006).

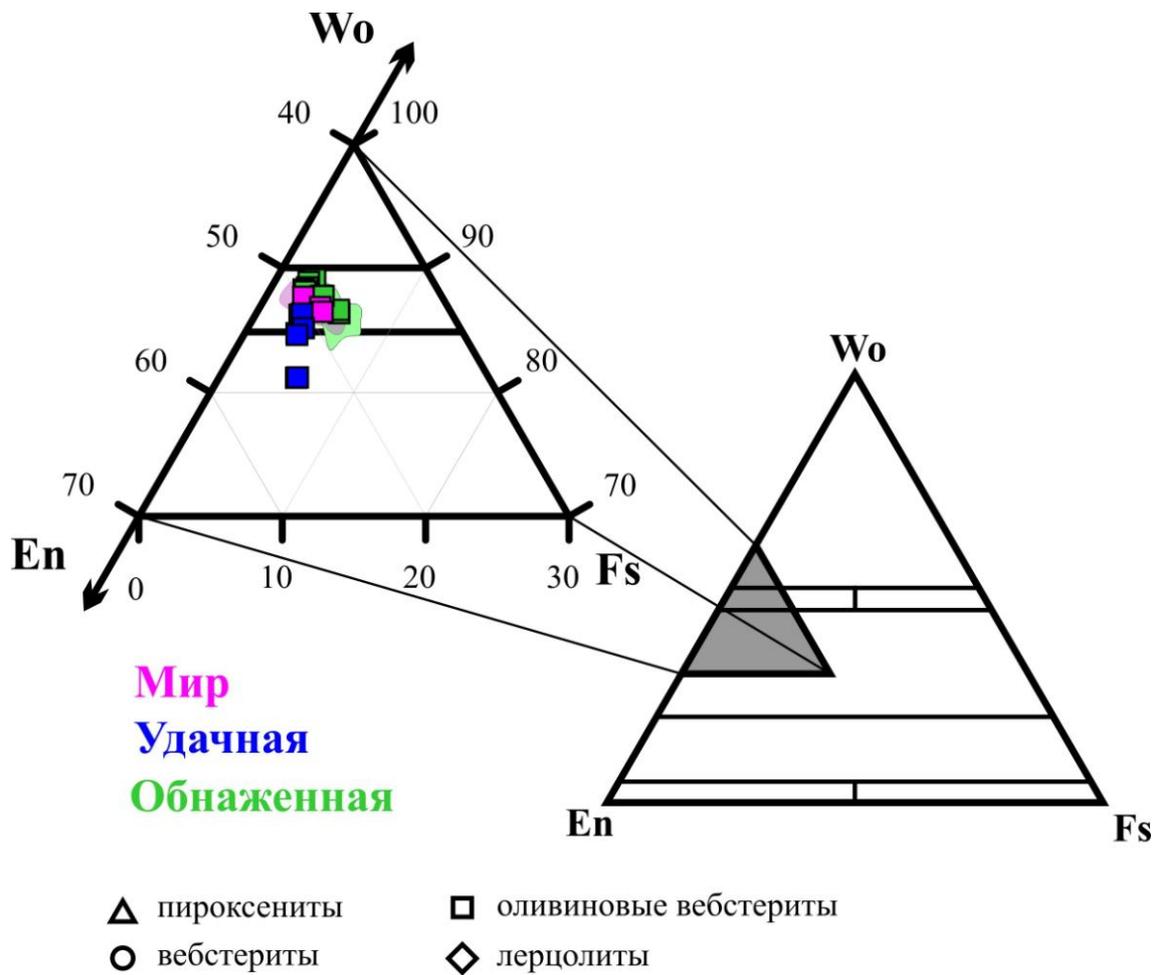


Рис. 38. Соотношение Wo-, En- и Fs-компонентов в составе клинопироксенов из оливиновых вебстеритов. Поля составов клинопироксенов из мантийных пород, содержащих гранаты и пироксены со структурами распада (по литературным данным): фиолетовое поле – ксенолиты из кимберлитовой трубки Мир (Кулигин, 1997; Roden et al., 2006), зеленое поле – ксенолиты из кимберлитовой трубки Обнаженная (Соловьева и др., 1994; Кулигин, 1997; Taylor et al., 2003), серое поле – перидотиты и пироксениты из ксенолитов (Haggerty, Sautter, 1990; Schmickler et al., 2004) и из орогенных массивов (Song et al., 2005; Spengler et al., 2006).

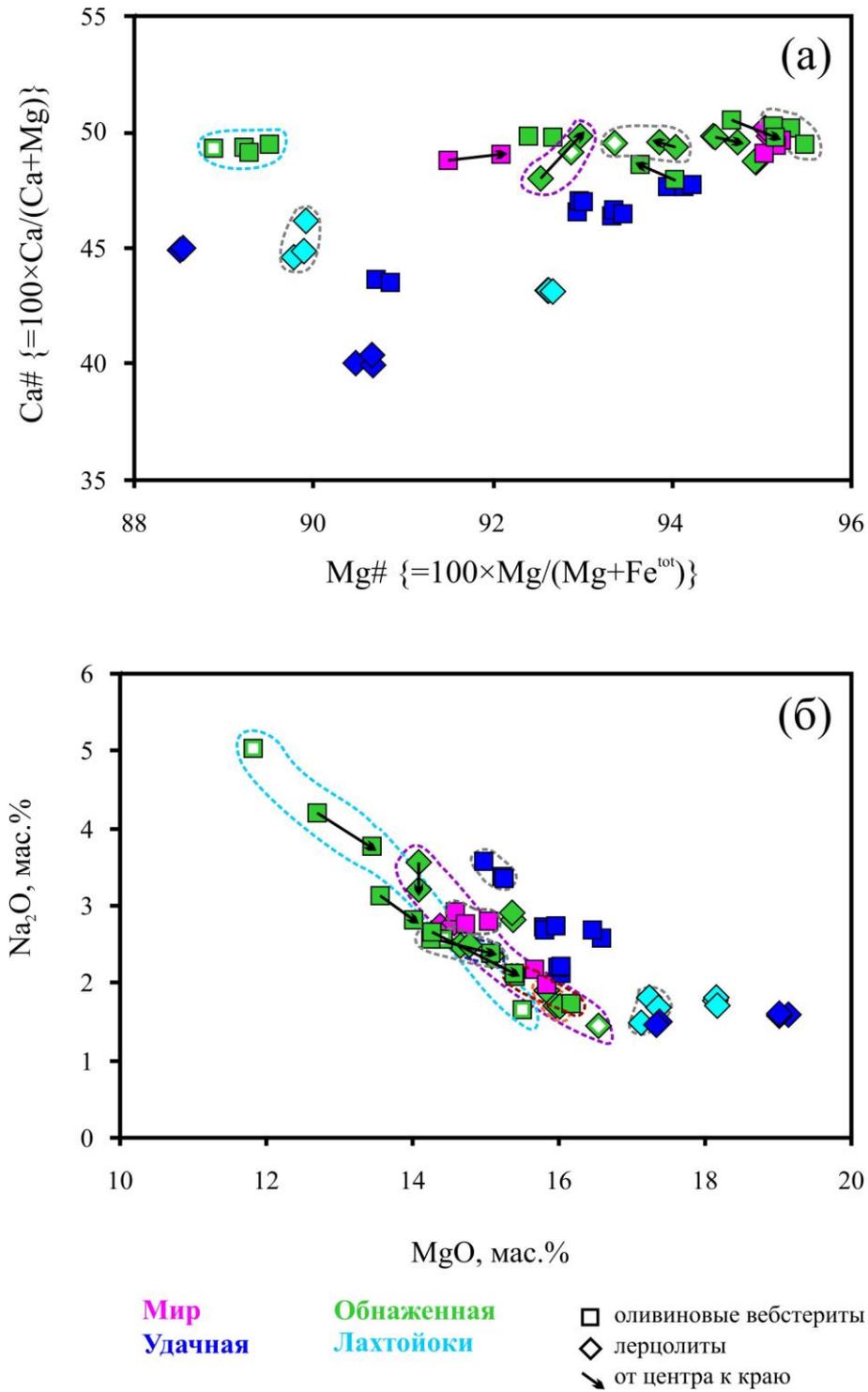


Рис. 39. Бинарные диаграммы соотношений Ca#/Mg# (а) и Na₂O/MgO (б) в составах клинопироксенов из ксенолитов перидотитового типа парагенезиса. Точки с белым центром отвечают составам ламелей. Пунктирными линиями обведены точки составов по каждому из образцов.

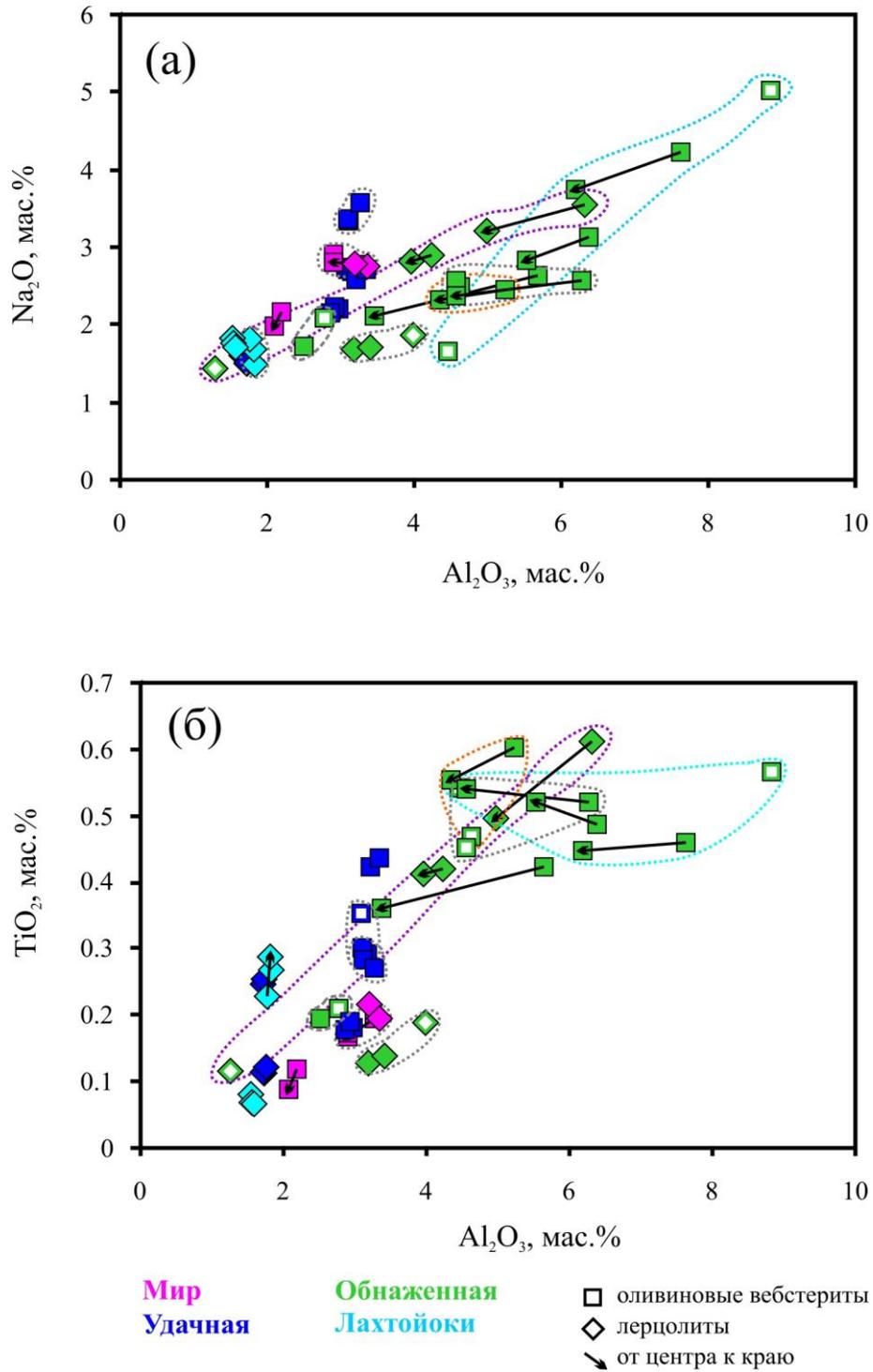


Рис. 40. Бинарные диаграммы соотношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (а) и $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (б) в составах клинопироксенов из ксенолитов перидотитового типа парагенезиса. Точки с белым центром отвечают составам ламелей. Пунктирными линиями обведены точки составов по каждому из образцов.

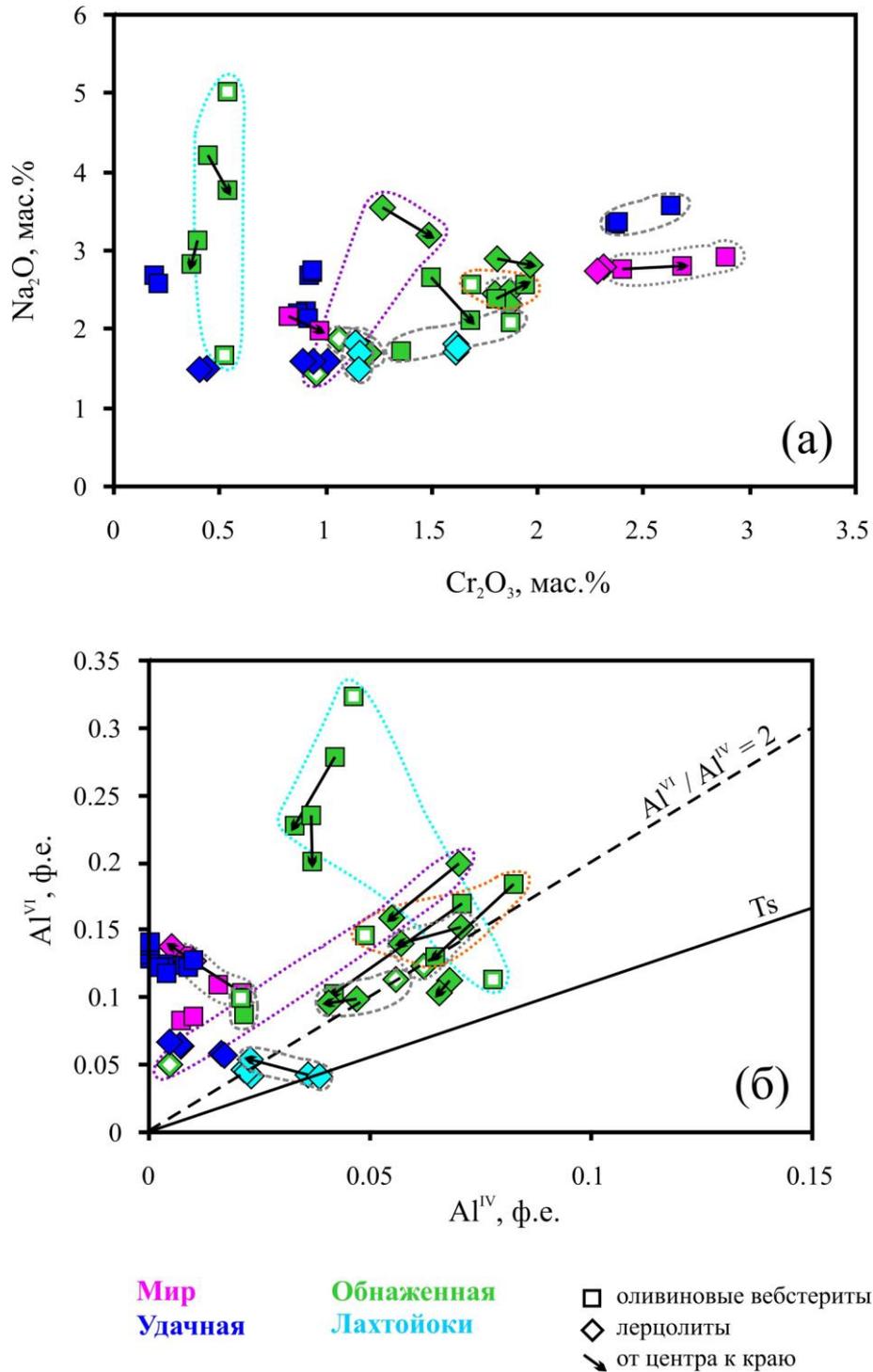


Рис. 41. Бинарные диаграммы соотношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{Cr}_2\text{O}_3$ (а) и $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ (б) в составах клинопироксенов из ксенолитов перидотитового типа парагенезиса. Диаграмма $\text{Al}^{\text{VI}} - \text{Al}^{\text{IV}}$ из работы (Аоки, Shiba, 1973). Точки с белым центром отвечают составам ламелей. Пунктирными линиями обведены точки составов по каждому из образцов.

5.1.1.4. Гранат

Состав порфиروبластового граната демонстрирует вариации состава, главным образом, по содержаниям пиропового и альмандинового компонентов ($\text{Prp}_{55.6-76.9}\text{Alm}_{8.37-13.53}$) (**Таблица Б.4, Приложение Б**). Кальциевые компоненты в гранатах перидотитовых пород содержатся в меньших количествах ($\text{Grs} < 7.93$, $\text{Uv} < 10.27$ мол.%, $\text{Adr} < 5.22$ мол.%). Соотношение кальциевых, магнезиальных и железистых компонентов показано на **Рис. 42** и **Рис. 43**.

Содержание пиропового компонента в гранатах изученных пород довольно высокое: 74.9 мол.% в оливиновом клинопироксените, 69.7–76.9 мол.% в оливиновых вебстеритах, 55.6–71.8 мол.% в зернистых лерцолитах, 67.76–71.2 мол.% в деформированных лерцолитах. Наиболее низкие содержания пиропового компонента наблюдаются в гранатах из образцов гранатовых лерцолитов трубки Лахтойоки Ка-6 (55.6–65.3 мол.%) и Ка-1 (64.96 мол.%). В составе данных гранатов присутствует кноррингитовый компонент до 9 мол.%. Содержание Cr_2O_3 в гранатах рассматриваемой группы пород варьирует в широких пределах (**Рис. 44**): от 0.31–0.38 до 6.77 мас.%. В составах гранатов из лерцолитов Ка-6 (трубка Лахтойоки) и UV241/09 (трубка Удачная-Восточная) проявлена зональность по Cr_2O_3 : в центральных частях зерен содержание составляет 6.77 и 2.32 мас.%, соответственно, тогда как по краям содержание снижается до 3.61 и 1.42 мас.%, соответственно. Значительные содержания TiO_2 (> 0.5 мас.%) отмечаются в четырех образцах: до 0.63 мас.% в гранатовом лерцолите Ка-6, до 0.79 мас.% в деформированном гранатовом лерцолите UV241/09, до 0.57 мас.% в гранатовом лерцолите Об113/12 и до 0.56 мас.% в гранатовом оливиновом вебстерите UV394/09 (**Рис. 45**). Содержание Na_2O до 0.15 мас.% отмечается в гранате из оливинового вебстерита UV394/09. В остальных образцах содержание Na_2O выше предела обнаружения, но не превышает 0.1 мас.%. За исключением двух образцов соотношение компонентов в порфиробластах граната внутри зерен и по породе в целом однородное.

Состав ламелей граната в пироксенах отличается от состава порфиروبластов граната по некоторым компонентам (**Таблица Б.4, Приложение Б**). Различие наиболее проявлено в содержании Cr_2O_3 . Например, в образцах оливиновых вебстеритов О-25 и Об108/12 содержание оксида хрома в ламелях составляет 1.63 и 1.51 мас.%, в то время как в крупных порфиробластах граната оно составляет 2.97 и 1.63 мас.%, соответственно.

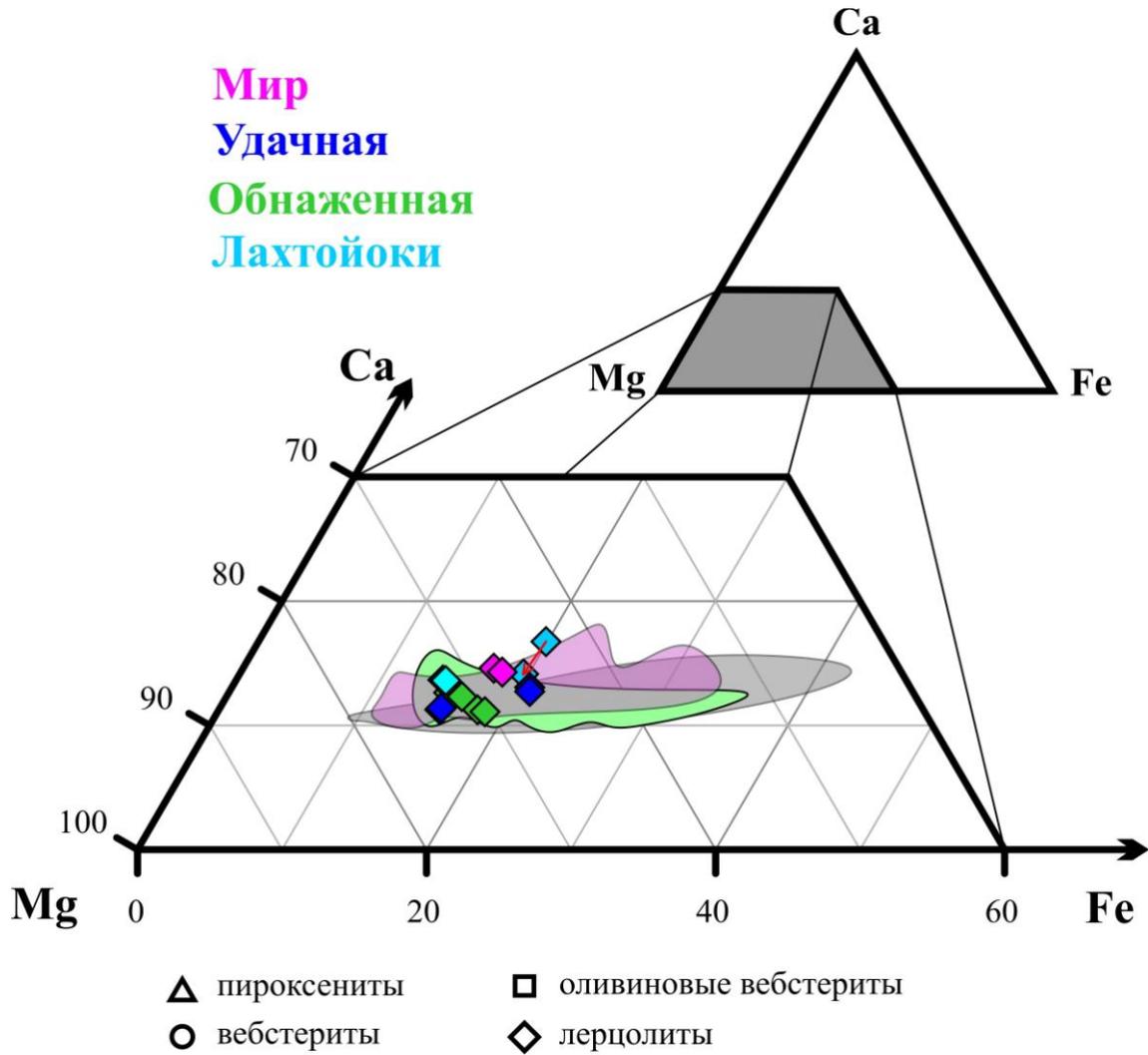


Рис. 42. Соотношение Ca-, Mg- и Fe- компонентов в составе гранатов из оливиновых вебстеритов. Поля составов гранатов из мантийных пород, содержащих гранаты и пироксены со структурами распада (по литературным данным): фиолетовое поле – ксенолиты и ксенокристаллы из кимберлитовой трубки Мир (Кулигин, 1997; Roden et al., 2006; Гаранин и др., 2011; Бобров и др., 2012), зеленое поле – ксенолиты из кимберлитовой трубки Обнаженная (Соловьева и др., 1994; Кулигин, 1997; Taylor et al., 2003), серое поле – перидотиты и пироксениты из ксенолитов (Haggerty, Sautter, 1990; Schmickler et al., 2004) и из орогенных массивов (Song et al., 2005; Spengler et al., 2006). Красной стрелкой показаны вариации составов граната (от центра к краю) из гранатового лерцолита Ка-6 (трубка Лахтойоки).

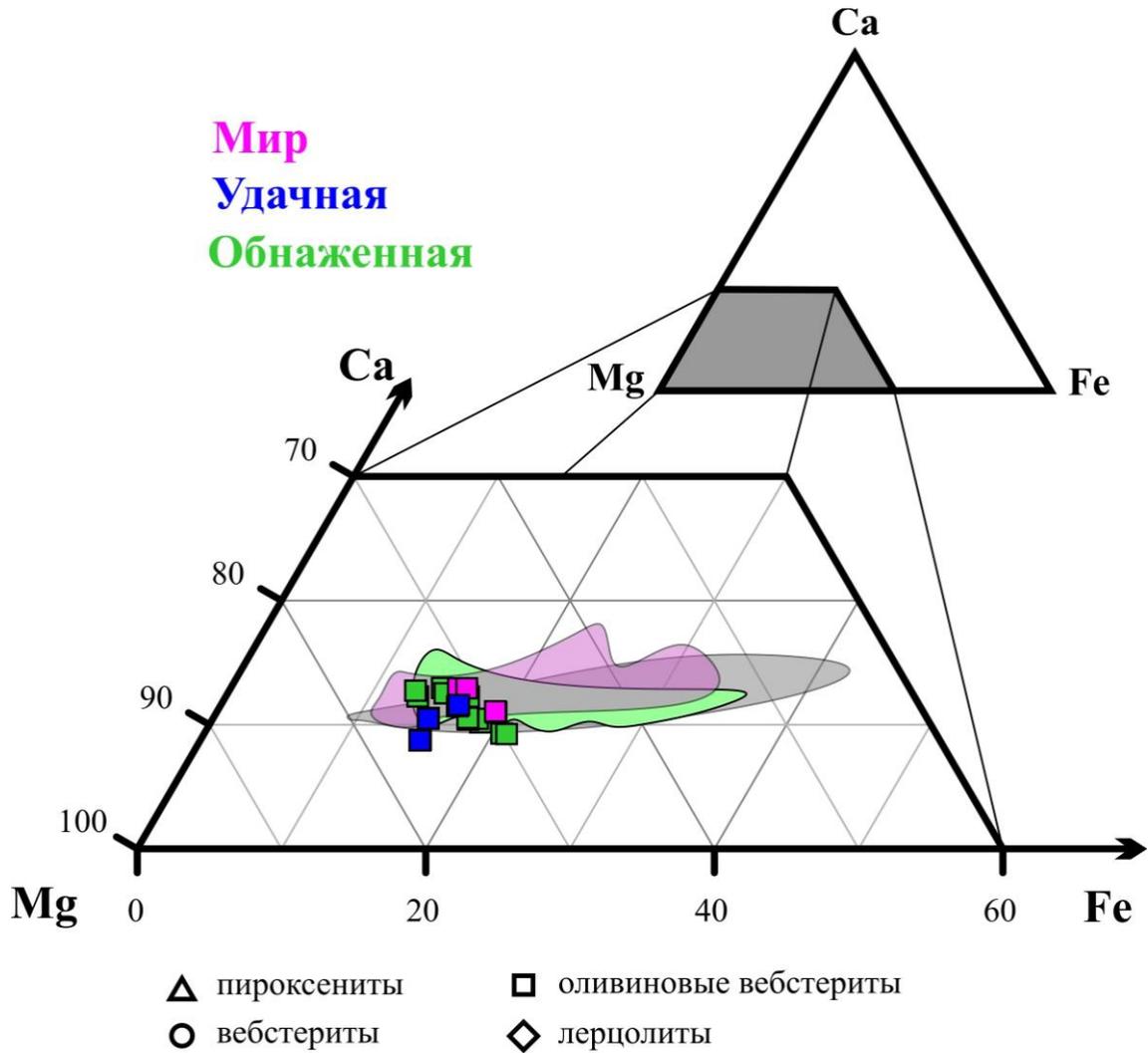


Рис. 43. Соотношение Ca-, Mg- и Fe- компонентов в составе гранатов из оливинных вебстеритов. Поля составов гранатов из мантийных пород, содержащих гранаты и пироксены со структурами распада (по литературным данным): фиолетовое поле – ксенолиты и ксенокристаллы из кимберлитовой трубки Мир (Кулигин, 1997; Roden et al., 2006; Гаранин и др., 2011; Бобров и др., 2012), зеленое поле – ксенолиты из кимберлитовой трубки Обнаженная (Соловьева и др., 1994; Кулигин, 1997; Taylor et al., 2003), серое поле – перидотиты и пироксениты из ксенолитов (Haggerty, Sautter, 1990; Schmickler et al., 2004) и из орогенных массивов (Song et al., 2005; Spengler et al., 2006).

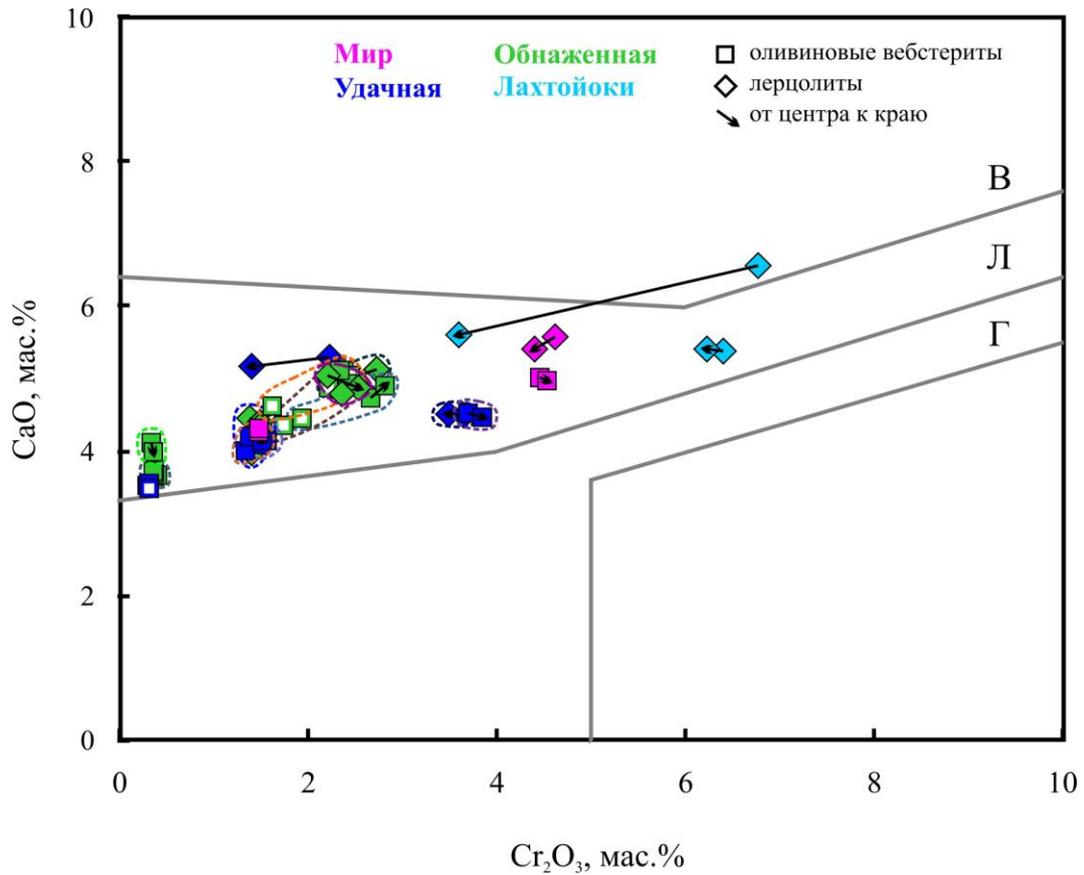


Рис. 44. Бинарная диаграмма соотношения $\text{CaO}/\text{Cr}_2\text{O}_3$ в составах гранатов из ксенолитов перidotитового типа парагенезиса. Сплошными линиями показано разбиение на парагенетические группы (Sobolev et al., 1973), буквами Г, Л, В обозначены поля гарцбургитового, лерцолитового и верлитового парагенезисов, соответственно. Точки с белым центром соответствуют составам ламелей. Пунктирными линиями обведены точки составов отдельных образцов.

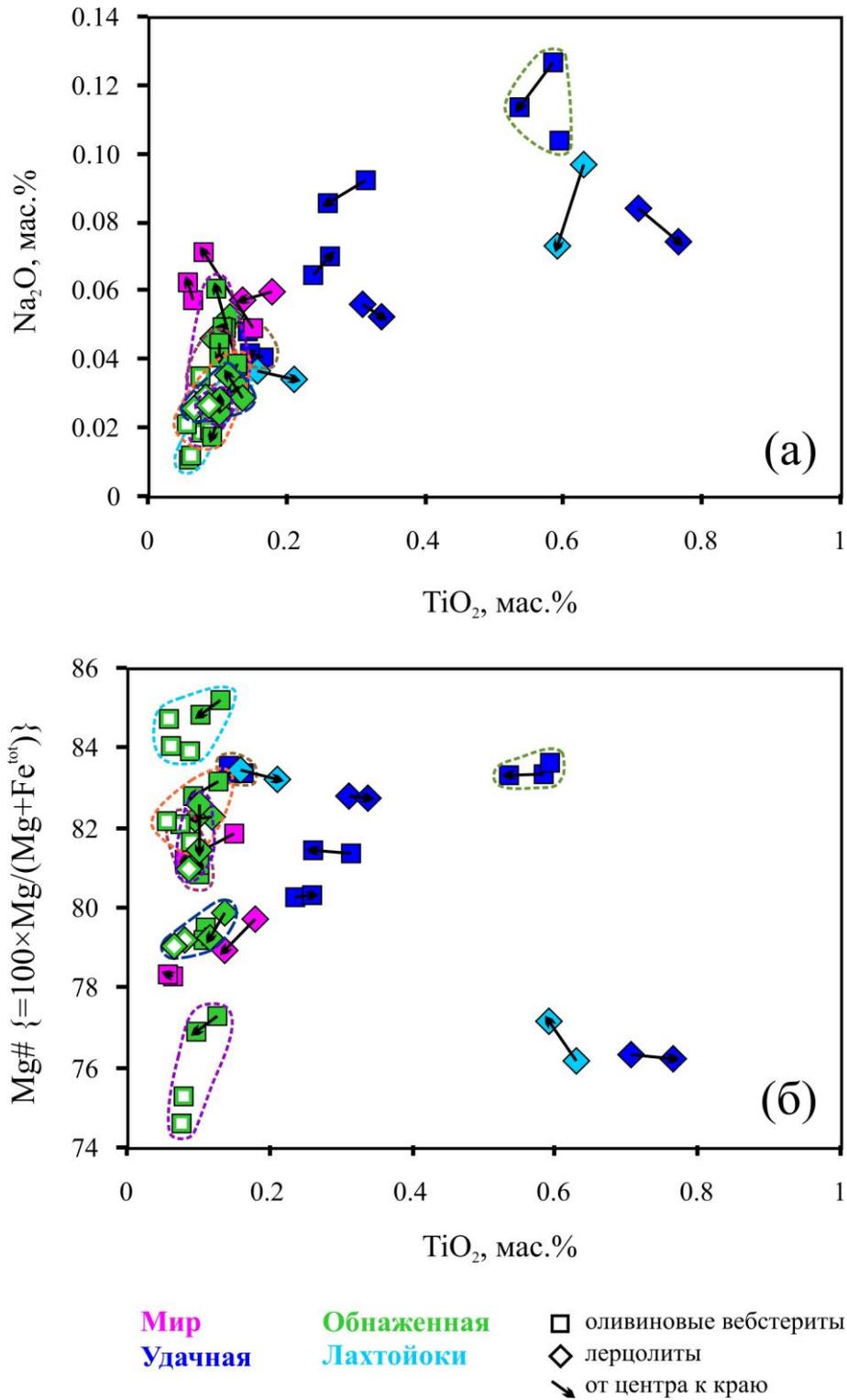


Рис. 45. Бинарные диаграммы соотношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ и $\text{Mg}\#/\text{TiO}_2$ (а и б, соответственно) в составах гранатов из ксенолитов перидотитового типа парагенезиса. Точки с белым центром соответствуют составам ламелей. Пунктирными линиями обведены точки составов отдельных образцов.

5.1.1.5. Шпинелиды

Шпинелиды, слагающие самостоятельные зерна в породах, по составу представлены хромитом-магнезиохромитом (Cr# 71.3–90.6) или хромшпинелью (Cr# 18.1–36.5). Магнезиальность варьирует от 44.1 до 79.7 (Таблица Б.5, Приложение Б). Содержания TiO₂ низкие (<1 мас.%) за исключением хромита из оливинового вебстерита M4/01, в котором концентрация TiO₂ составляет 2.12 мас.% (Рис. 46).

В образце О-436 магнезиохромит, слагающий ламели в ортопироксене, отличается от зерен хромита в породе (Cr# 71.8, Mg# 49.4) более низким значением Cr# (61.2) и более высоким Mg# (59.3) (Рис. 46).

5.1.1.6. Амфибол

Амфибол из структур распада в изученных образцах по составу соответствует группам кальциевых и кальциево-натриевых амфиболов (Таблица Б.6, Приложение Б). В гранатовом лерцолите О-39 он представлен эденитом, в оливиновом вебстерите Ob106/12 ламели и ламели-зерна амфибола по составу отвечают магнезиокатофориту, в оливиновом вебстерите Ob108/12 – барруазиту (Рис. 47). В шпинелевом лерцолите Ob111/12 ламели амфибола в ортопироксене по составу соответствуют паргаситу, тогда как ламели и ламели-зерна в клинопироксене представлены магнезиокатофоритом (Таблица Б.6, Приложение Б; Рис. 47). Содержание TiO₂ варьирует от 0.23 до 0.97 мас.%, Na₂O в пределах 3.85–7.75 мас.%, K₂O 0.11–1.27 мас.%. Максимальные значения K₂O (1.27 мас.%) зафиксированы в составе ламелей в клинопироксене из шпинелевого лерцолита Ob111/12. Наиболее высокие содержания Cr₂O₃ (1.39–2.14 мас.%) отмечаются в амфиболах лерцолитов О-39 и Ob111/12.

5.1.1.7. Рутил

Состав рутила из структур распада варьирует в малых пределах среди зерен различной морфологии (ламели в гранатах и пироксенах, отдельные зерна) (Таблица Б.7, Приложение Б). Содержания TiO₂ в составах рутила из различных образцов равны 94.3–95.7 мас.%. Содержание Cr₂O₃ варьирует от 0.39 до 3.38 мас.%, при этом максимальные значения (3.33–3.38 мас.%) отмечены в гранат-шпинелевом лерцолите M34/01 трубки Мир. Разница по содержанию FeO (0.29–1.91 мас.%) менее проявлена, наиболее железистый состав рутила из ламелей в гранате зафиксирован в оливиновом вебстерите О-207 трубки Обнаженная. Содержания ZrO₂ составляют 0.15–0.31 мас.% и несколько выше, чем в рутилах из включений в алмазах (0.03–0.19 мас.%) (Sobolev, Yefimova, 2000). Концентрации оксидов Nb, Mn и Ni ниже предела обнаружения микронзондового анализа.

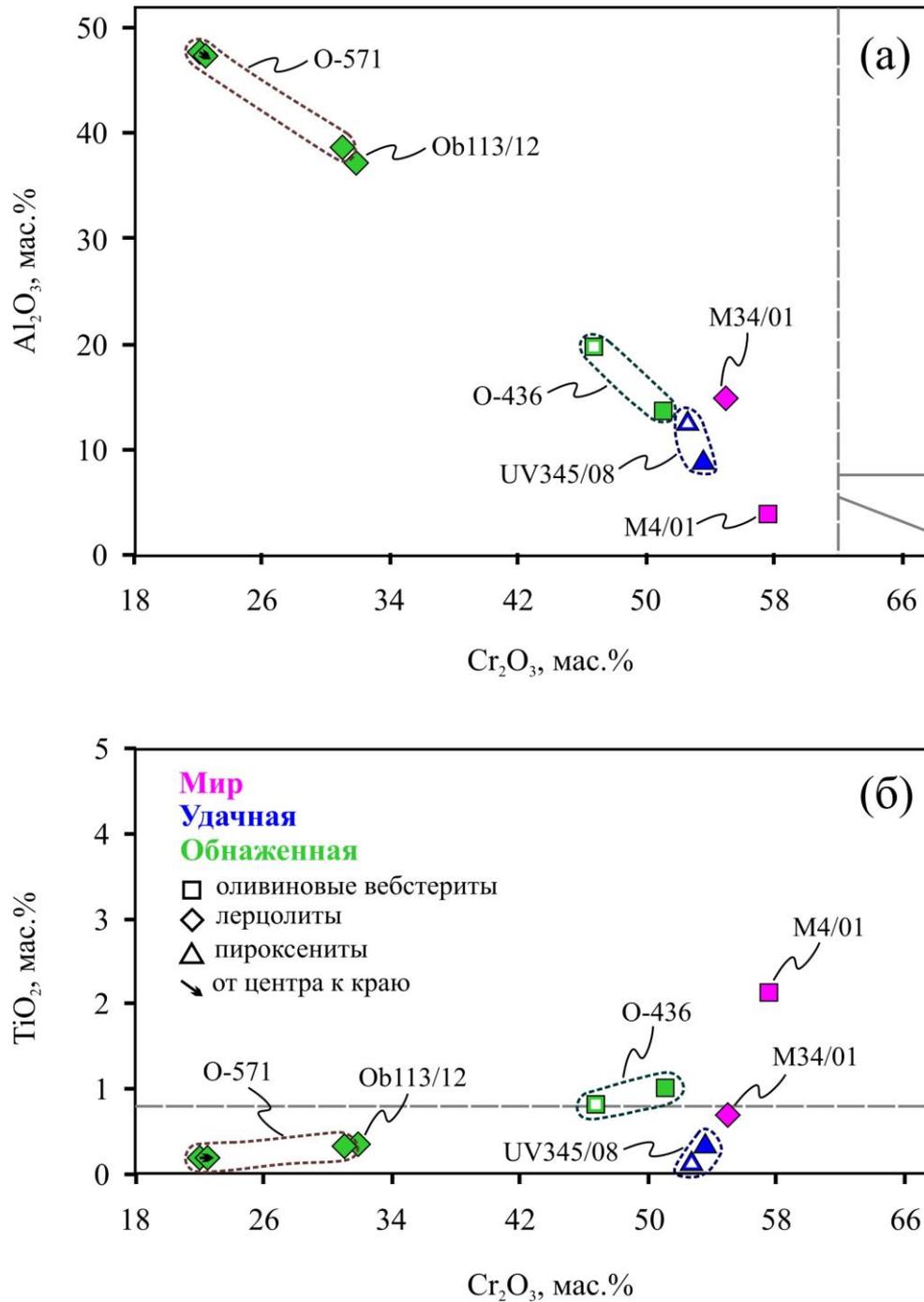


Рис. 46. Бинарные диаграммы соотношений $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ (а) и $\text{TiO}_2/\text{Cr}_2\text{O}_3$ (б) в составах гранатов из ксенолитов перидотитового и вебстерит-пироксенитового типов парагенезисов. Серым пунктиром отделены поля составов хромитов, характерных для включений в алмазах (Соболев и др., 1995). Точки с белым центром соответствуют составам ламелей. Цветными пунктирными линиями обведены точки составов отдельных образцов.

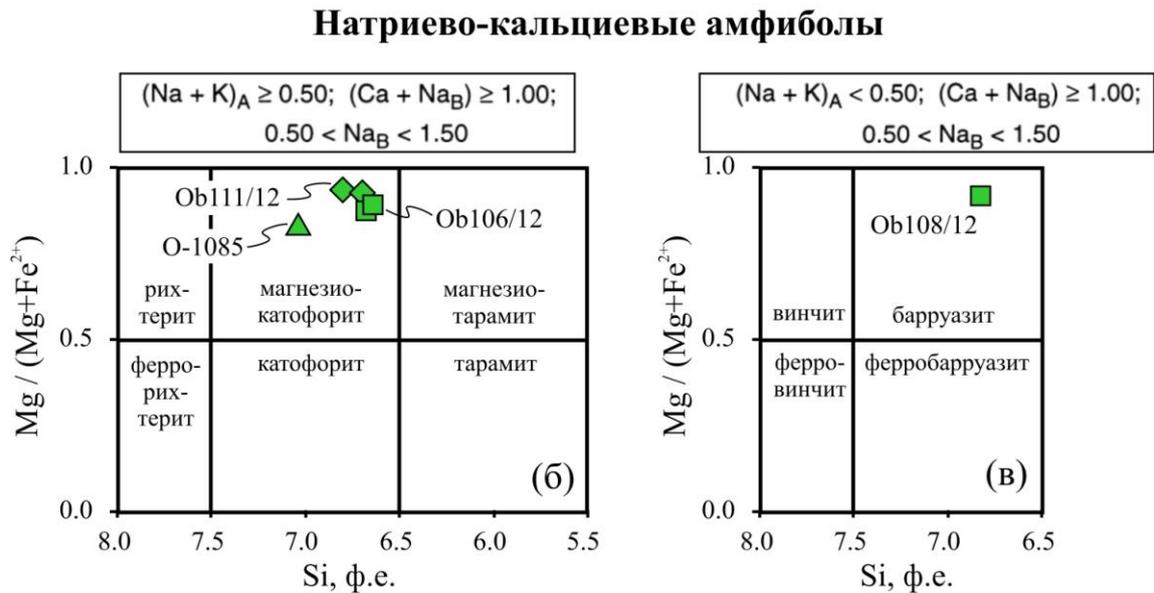
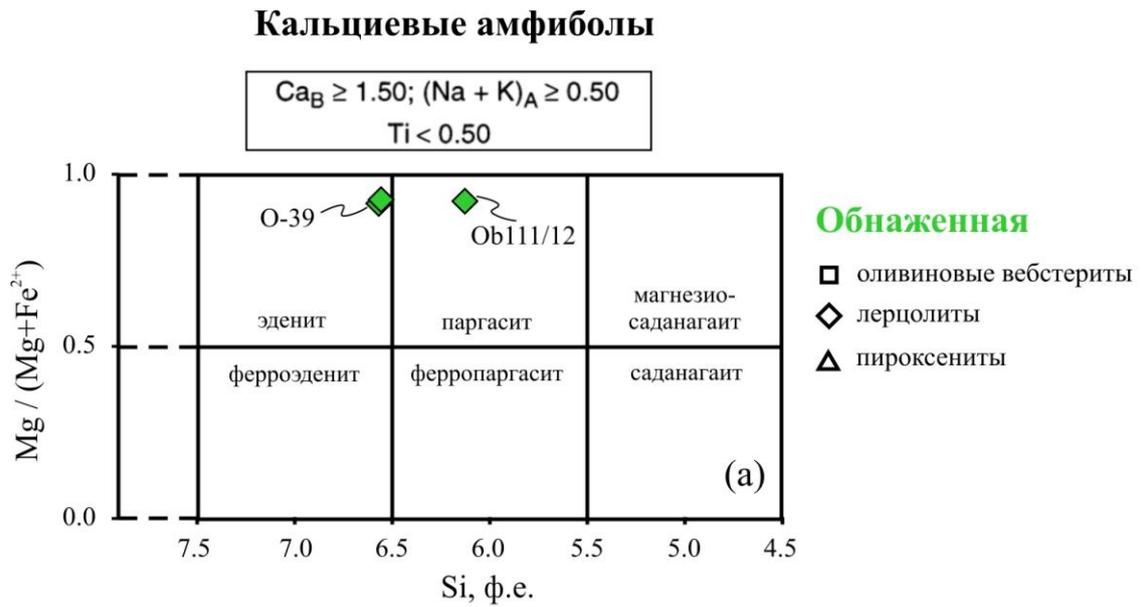


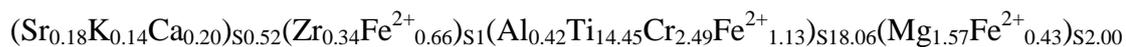
Рис. 47. Бинарные диаграммы соотношений $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ и Si (содержание на формулу) в составах амфиболов кальциевой (а) и натриево-кальциевой (б-в) групп из ксенолитов перidotитового и вебстерит-пироксенитового типов парагенезисов.

5.1.1.8. Минералы группы кричтонита

Сложные оксиды титана и железа, относящиеся к минералам группы кричтонита, встречаются в виде продуктов распада в гранате. Ранее согласно работе (Grey et al., 1976) общую формулу минералов группы кричтонита записывали как $AM_{21}O_{38}$. Позднее было предложено представлять формулу как $^{XII}A^{VI}B^{VI}C_{18}^{IV}T_2O_{38}$ (Orlandi et al., 1997), где основными катионами являются: **A** = Sr, Pb, Ca, Na, K, REE, Ba, U; **B** = Mn, Y, REE, U, Zr, Fe; **C** = Ti, Fe, Cr, Nb, V, Mn; **T** = Fe, Mg, Zn.

В образцах оливиновых вебстеритов O-207 и UV127/09 получены составы минералов со следующими содержаниями оксидов (в мас.%): TiO_2 63.8–65.8, Cr_2O_3 3.86–10.79, MgO 3.62–5.17, CaO 0.63–1.55, SrO 1.06–1.47, ZrO_2 2.36–4.66. Если классифицировать минералы группы кричтонита по преобладающему в позиции А катиону, то такие составы отвечают лouverингиту (образцы O-207 и UV127/09) (**Таблица Б.7, Приложение Б**).

При расчете на 38 атомов кислорода формулы этих минералов можно записать как (O-207 и UV127/09, соответственно):



В гранат-шпинелевом лерцолите M34/01 минерал группы кричтонита соответствует лouverингиту с содержаниями TiO_2 66.64, Cr_2O_3 12.89, MgO 3.97, CaO 2.35, ZrO_2 2.59 мас.%. Структурная формула лouverингита (образец M34/01) (на 38 атомов кислорода):



5.1.2. Вебстерит-пироксенитовый парагенезис

5.1.2.1. Ортопироксен

Составы ортопироксена в данной группе ксенолитов соответствуют в основном энстатиту с соотношением компонентов $Wo_{0.2-1.2}En_{87.5-94.6}Fs_{5-12.2}$, в некоторых образцах (О-125, О-332, UV70/03, UV41/03) ортопироксен представлен более железистым энстатитом ($Wo_{0.2-0.7}En_{75.2-86}Fs_{13.7-24.4}$). Для отдельных типов пород магнезиальность (Mg#) порфиробластового ортопироксена варьирует в следующих пределах: 86.0–86.5 в клинопироксенитах, 75.5–90.1 в ортопироксенитах, 80.7–95.0 в вебстеритах (Таблица Б.8, Приложение Б). Содержания CaO, Cr_2O_3 и Na_2O обычно низкие (<0.50 мас.%), содержание Al_2O_3 составляет от 0.42 до 4.36 мас.%. В большинстве ксенолитов в пределах отдельных зерен ортопироксена зональность по составу от центра к краю незначительна и не превышает <0.5 мас.% по главным компонентам. Тем не менее, в образцах О-107, О-301, О-332 и UV70/03 разница содержаний Al_2O_3 , FeO и/или MgO от центра к краю составляет до 1 мас.%. В ортопироксене из вебстерита О-301 отмечается заметное снижение содержания Cr_2O_3 от центра (1.08 мас. %) к краю (0.34 мас.%).

В ксенолитах вебстеритов ламели ортопироксена в порфиробластах клинопироксена имеют составы, которые нередко варьируют в широких пределах по некоторым компонентам (вариации до 2.0 мас.% Al_2O_3 , 0.6 мас.% FeO и 1.8 мас.% MgO). В то же время в ксенолитах ортопироксенитов и клинопироксенитов составы ламелей ортопироксена по составу почти постоянны в пределах отдельного образца (Таблица Б.8, Приложение Б).

В ксенолите вебстерита О-332 ортопироксен, слагающий ламели в гранате, содержит CaO до 0.52 мас.%, данное значение выше, чем в порфиробластах ортопироксена (0.31–0.33 мас.%) и ортопироксеновых ламелях в клинопироксене (0.37 мас.%) данного образца. В том же образце ламели ортопироксена в гранате имеют более высокие содержания Al_2O_3 (1.43 мас.%) и MnO (0.47 мас.%).

5.1.2.2. Клинопироксен

По содержанию Ca-Fe-Mg компонентов клинопироксен относится к диопсиду с соотношениями $Wo_{43-48.9}En_{44.3-51.6}Fs_{2.1-9.7}$ (Рис. 48; Таблица Б.9, Приложение Б). Для каждой группы пород отмечаются свои вариации по магнезиальности ($Mg\# = 100 Mg/(Mg+Fe^{total})$) клинопироксена из порфиробластов: 85.9–89.0 в клинопироксенитах, 82.8–96.0 в вебстеритах, 93.5–93.8 в ортопироксените (Таблица Б.9, Приложение Б; Рис. 49). По образцам в отдельных порфиробластах клинопироксена заметны вариации составов. Например, в образце О-107 Mg# клинопироксена возрастает от центра (Mg# = 86.9) к краю (Mg# = 88.5; Рис. 49). Содержания Al_2O_3 и Na_2O обычно отрицательно коррелируют с содержаниями CaO и MgO.

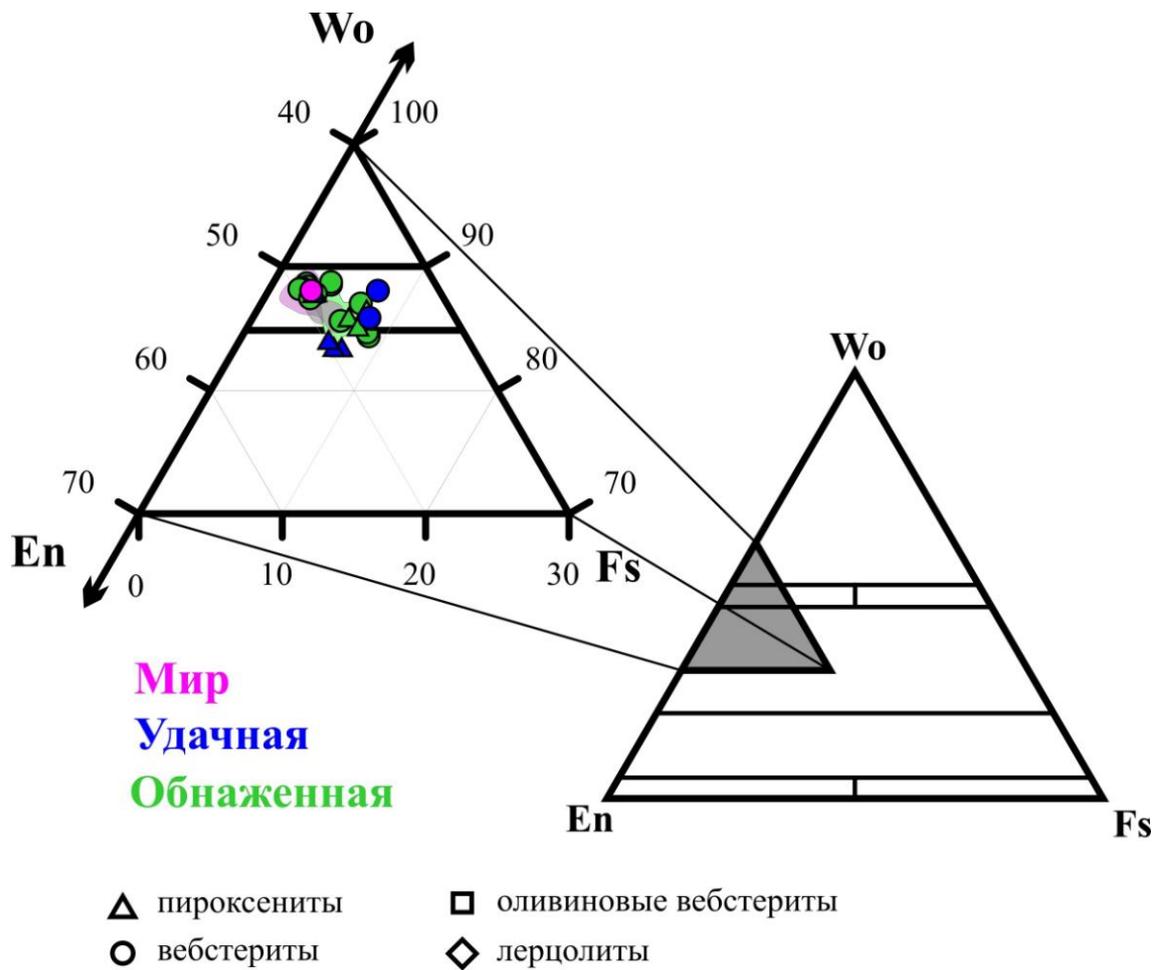


Рис. 48. Соотношение Wo-, En- и Fs-компонентов в составе клинопироксенов из ксенолитов вебстерит-пироксенитового парагенезиса. Поля составов клинопироксенов из мантийных пород, содержащих гранаты и пироксены со структурами распада (по литературным данным): фиолетовое поле – ксенолиты из кимберлитовой трубки Мир (Кулигин, 1997; Roden et al., 2006), зеленое поле – ксенолиты из кимберлитовой трубки Обнаженная (Соловьева и др., 1994; Кулигин, 1997; Taylor et al., 2003), серое поле – перидотиты и пироксениты из ксенолитов (Haggerty, Sautter, 1990; Schmickler et al., 2004) и из орогенных массивов (Song et al., 2005; Spengler et al., 2006).

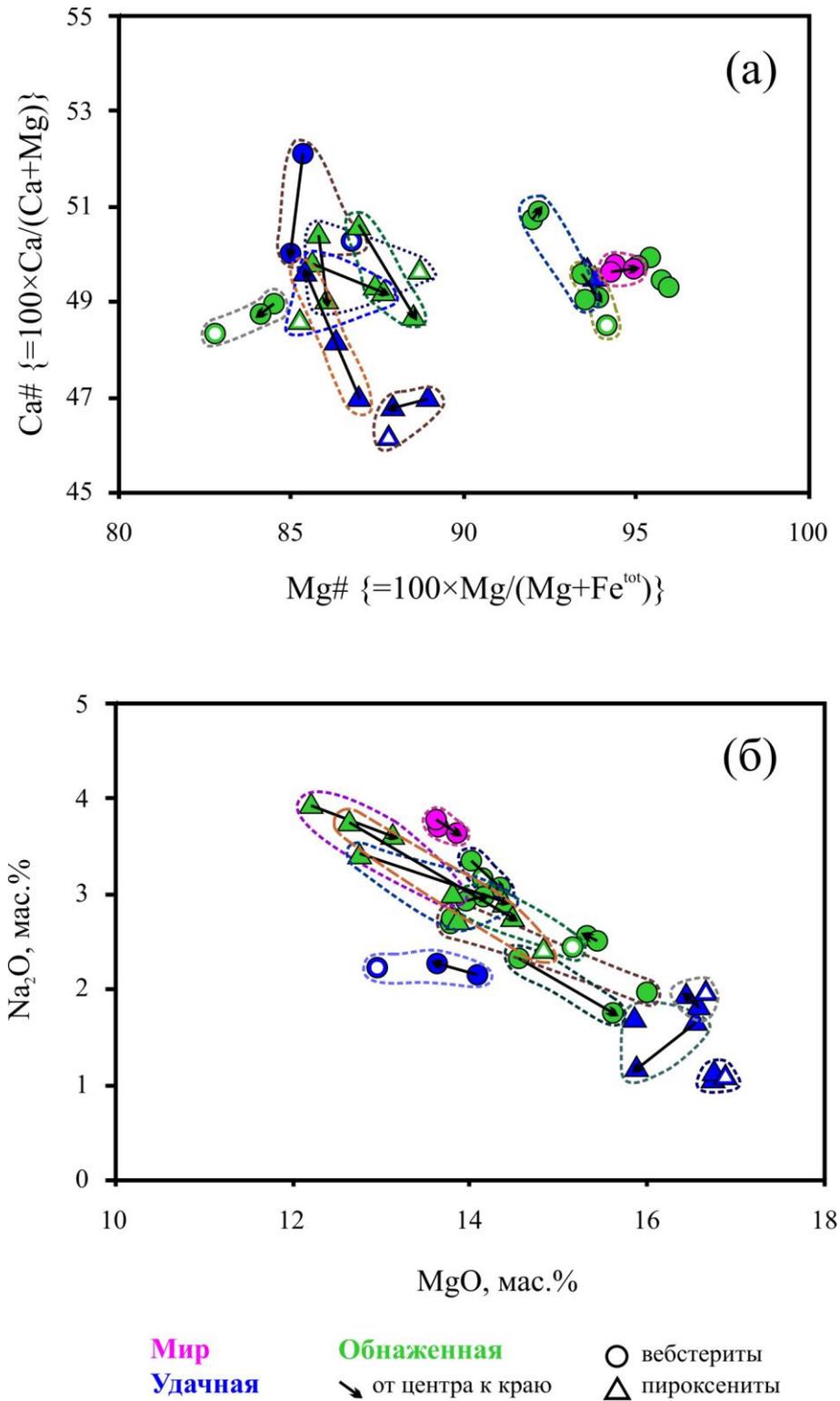


Рис. 49. Бинарные диаграммы соотношений Ca#/Mg# (а) и Na₂O/MgO (б) в составах клинопироксенов из ксенолитов вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса.

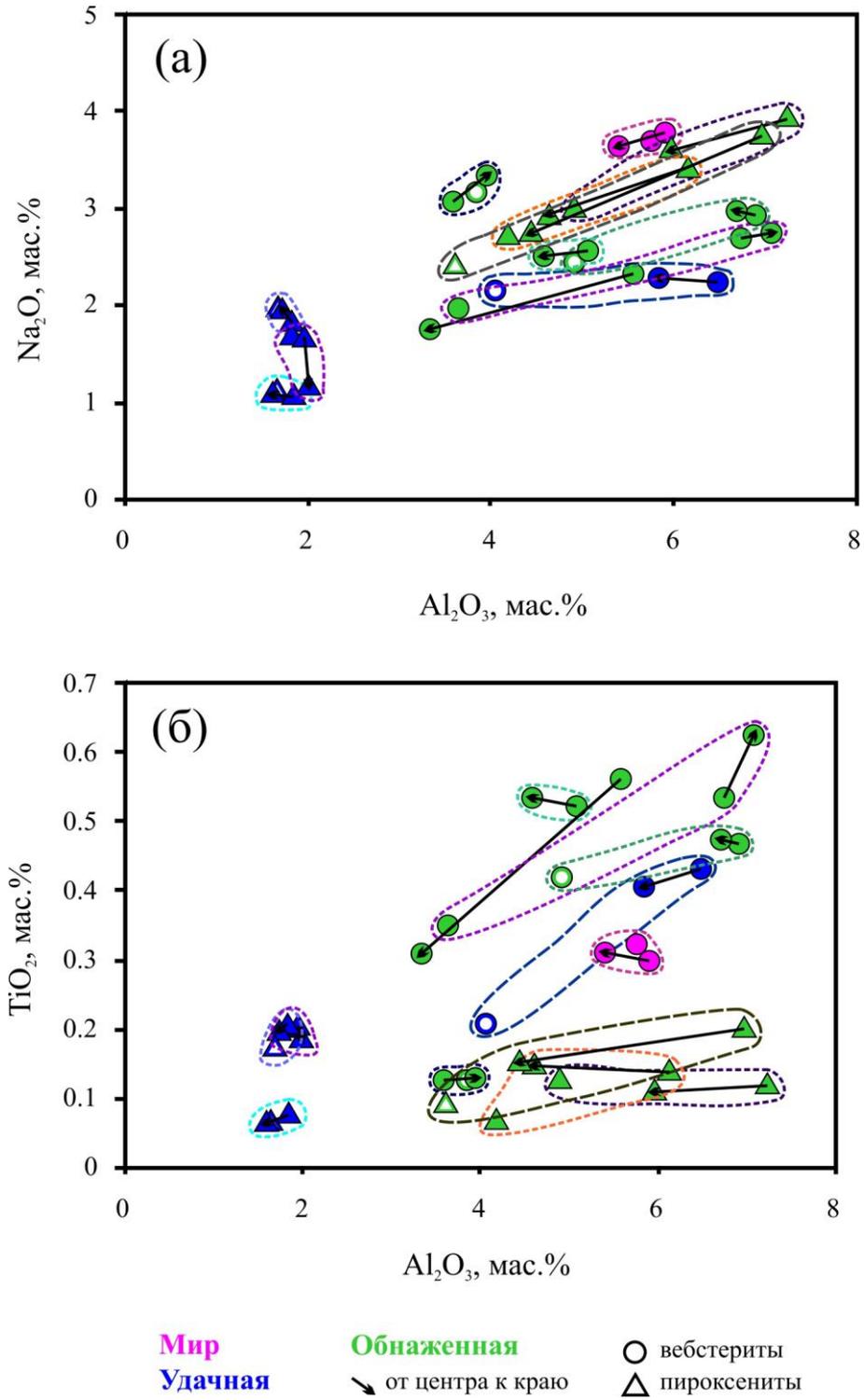


Рис. 50. Бинарные диаграммы соотношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (а) и $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (б) в составах клинопироксенов из ксенолитов вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса.

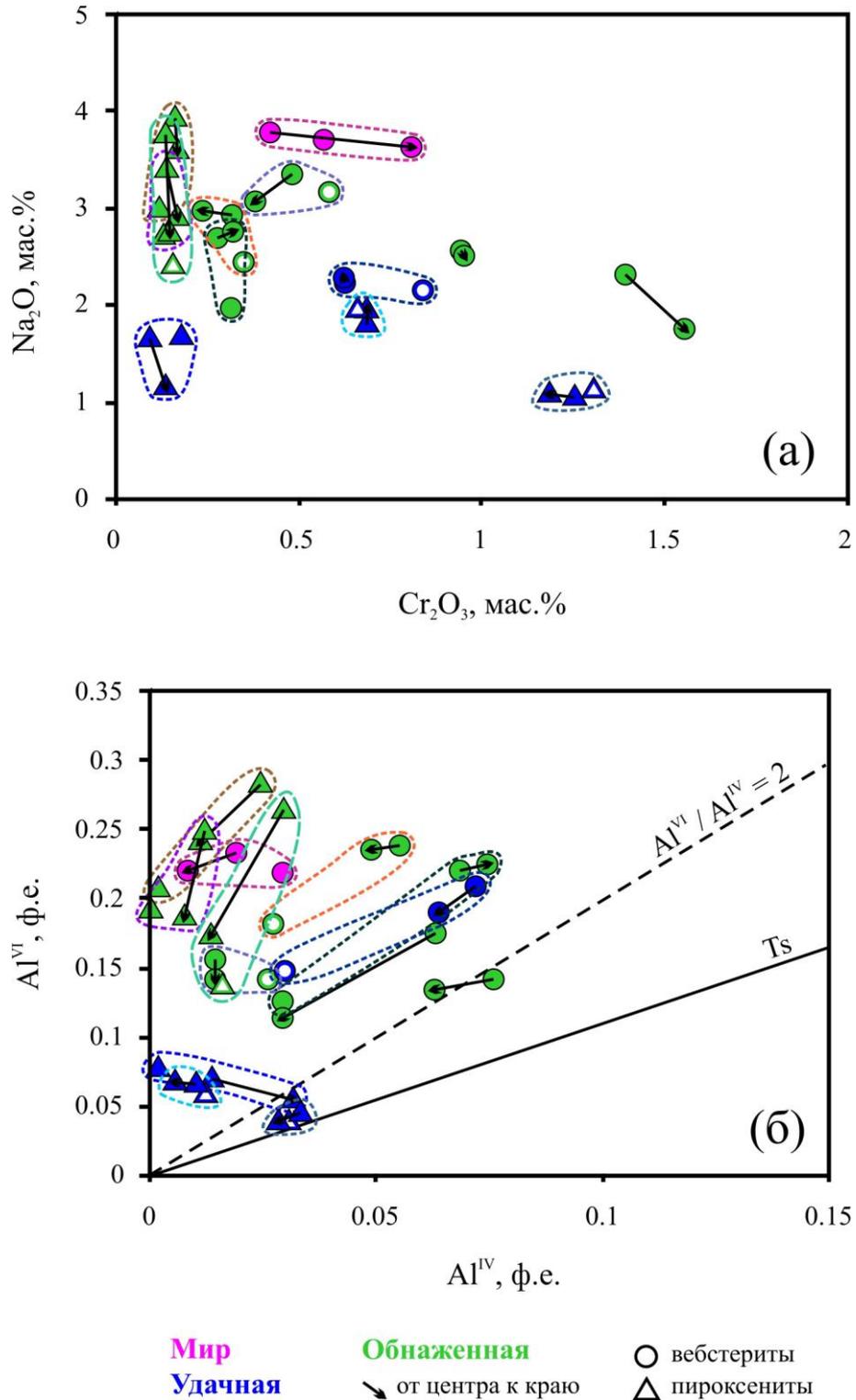


Рис. 51. Бинарные диаграммы соотношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{Cr}_2\text{O}_3$ (а) и $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ (б) в составах клинопироксенов из ксенолитов вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса. Диаграмма $\text{Al}^{\text{VI}} - \text{Al}^{\text{IV}}$ из работы (Aoki, Shiba, 1973).

Составы центральных и краевых частей зерен демонстрируют значительные вариации содержаний Al_2O_3 и Na_2O в образцах вебстеритов (О-301, UV41/03) и клинопироксенитов (О-107, О-125, О-1085) (Таблица Б.9, Приложение Б; Рис. 50). Содержание TiO_2 в клинопироксене вебстеритового ксенолита О-301 уменьшается от центра (0.56 мас.%) к краю (0.31 мас.%) (Рис. 50). Концентрации Cr_2O_3 в клинопироксенах вебстеритов-пироксенитов не так высоки, как в породах перидотитовой группы, и обычно не превышают 2.39 мас.% (Рис. 51). Большая часть ламелей клинопироксена в порфиробластах ортопироксена имеет составы, близкие к составам порфиробластов клинопироксена в тех же породах. Тем не менее, в трех образцах вебстеритов (О-173, О-550 и UV41/03) ламели по составу отличаются более высокими содержаниями MgO и CaO и более низкими содержаниями Al_2O_3 и Na_2O по сравнению с клинопироксенами порфиробластов (Таблица Б.9, Приложение Б). В некоторых вебстеритах (например, в О-173 и UV41/03) в ламелях клинопироксена отмечаются более низкие содержания TiO_2 , чем в крупных отдельных зернах клинопироксена.

5.1.2.3. Гранат

Состав граната из порфиробластов во всех ксенолитах варьирует, главным образом, по пропорциям пиропового и альмандинового компонентов ($\text{Prp}_{46.3-76.1}\text{Alm}_{11.4-44.3}$); Са-содержащие компоненты присутствуют в меньших количествах ($\text{Grs} < 9.3$, $\text{Uv} < 12.9$ мол.%, Adr 0.4–6.76 мол.%) (Таблица Б.10, Приложение Б). Соотношение кальциевых, магниевых и железистых компонентов показано на Рис. 52. Гранаты с наиболее высокими содержаниями пиропового компонента найдены в вебстеритах О-301, О-264, О-550 и М5/01 (до 76.1 мол.%). В этих гранатах также отмечаются заметные количества Cr (до 1.98 мас.% Cr_2O_3) (Рис. 53). Подобные содержания пироба характерны для гранатов перидотитового типа парагенезиса в ассоциации с оливином; тем не менее, оливин в данных образцах не найден. В большинстве образцов гранаты имеют почти однородный состав по соотношениям Prp-Alm-Grs как в пределах отдельных зерен, так и в породах в целом. Зональный гранат найден в образце гранатового клинопироксенита UV383/09, содержание СаО в нем варьирует от 9.65 мас.% в центре до 6.31 мас.% по краям (Таблица Б.10, Приложение Б; Рис. 53). Редкое включение граната во флогопите из образца UV70/03 по составу отличается наиболее высоким содержанием альмандинового (48.1 мол.%) и наиболее низким содержанием пиропового (42.1 мол.%) компонентов. Содержания Na_2O (< 0.1 мас. %) и TiO_2 (< 0.51 мас. %) низкие по сравнению с составами гранатов перидотитового и эклогитового типов парагенезисов (Рис. 54). В образце UV201/09 содержания Cr_2O_3 в гранате из продуктов распада клинопироксена ниже (1.58 мас.%), чем порфиробластовом гранате (2.38–2.39 мас.%) (Таблица Б.10, Приложение Б; Рис. 53).

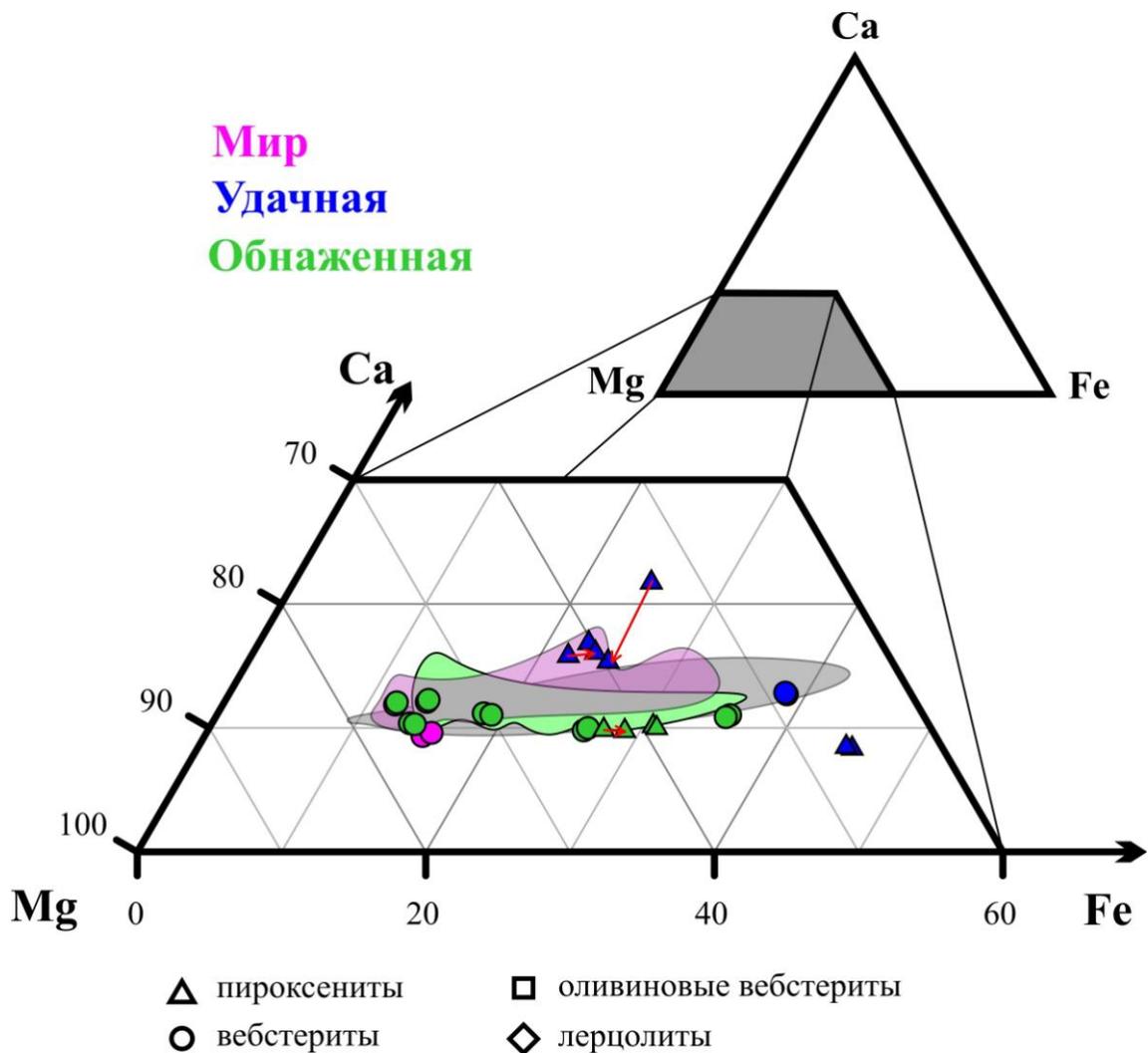


Рис. 52. Соотношение Ca-, Mg- и Fe- компонентов в составе гранатов из ксенолитов вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса. Поля составов гранатов из мантийных пород, содержащих гранаты и пироксены со структурами распада (по литературным данным): фиолетовое поле – ксенолиты и ксенокристаллы из кимберлитовой трубки Мир (Кулигин, 1997; Roden et al., 2006; Гаранин и др., 2011; Бобров и др., 2012), зеленое поле – ксенолиты из кимберлитовой трубки Обнаженная (Соловьева и др., 1994; Кулигин, 1997; Taylor et al., 2003), серое поле – перидотиты и пироксениты из ксенолитов (Haggerty, Sautter, 1990; Schickler et al., 2004) и из орогенных массивов (Song et al., 2005; Spengler et al., 2006).

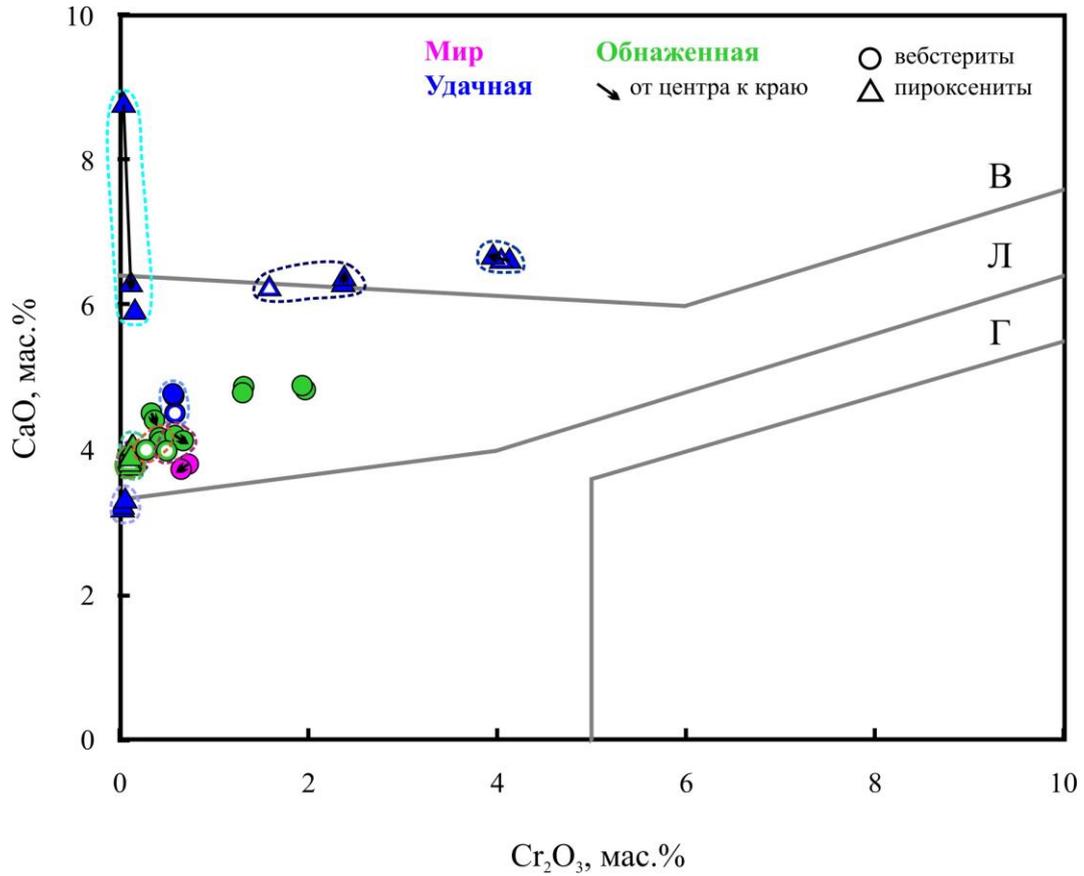


Рис. 53. Бинарная диаграмма соотношения CaO/Cr₂O₃ в составах гранатов из ксенолитов вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса. Сплошными линиями показано разбиение на парагенетические группы (Sobolev et al., 1973), буквами Г, Л, В обозначены поля гарцбургитового, лерцолитового и верлитового парагенезисов, соответственно.

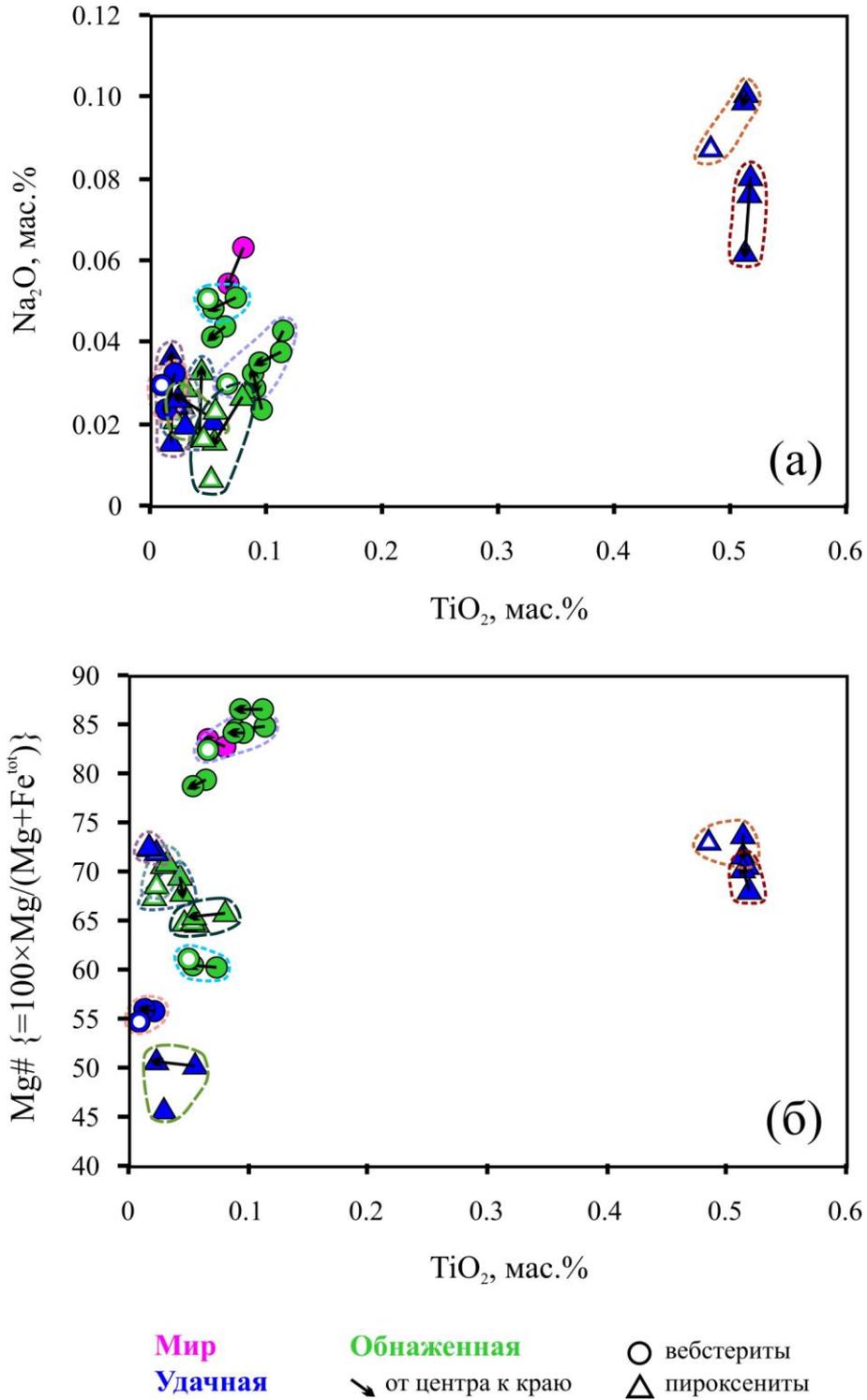


Рис. 54. Бинарные диаграммы соотношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ и $\text{Mg}\#/\text{TiO}_2$ (а и б, соответственно) в составах гранатов из ксенолитов вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса. Точки с белым центром соответствуют составам ламелей. Пунктирными линиями обведены точки составов отдельных образцов.

5.1.2.4. Шпинелиды

Шпинелиды в гранат-шпинелевом ортопироксените UV345/08 представлены хромитом с Cr# до 79.8. Магнезиальность зерен хромита составляет 36.9 (**Таблица Б.5, Приложение Б; Рис. 46**). Содержания TiO₂, MnO, V₂O₃ меньше 0.5 мас.%.
 Хромит, слагающий ламели в ортопироксене, отличается от зерен хромита в породе более низким значением Cr# (73.4) и более высоким Mg# (43.3).

5.1.2.5. Амфиболы

Амфибол присутствует в структурах распада в клинопироксене из образца O-1085, по составу он соответствует магнезиокатофориту группы кальциево-натриевых амфиболов (**Рис. 47; Таблица Б.6, Приложение Б**). Содержания TiO₂, Na₂O и K₂O составляют 0.44, 4.22 и 0.89 мас.%, соответственно. По сравнению с амфиболами из образцов перидотитового типа парагенезиса, в гранатовом клинопироксените O-1085 содержание Cr₂O₃ в амфиболе низкое и составляет 0.07 мас.%.
 Рутил из структур распада в пироксенах и гранатах содержит TiO₂ от 94.6 до 98.0 мас.% (**Таблица Б.7, Приложение Б**). Содержание Cr₂O₃ варьирует от 0.05 до 1.23 мас.% (с минимальными значениями (0.05–0.07 мас.%) в гранатовом ортопироксените UV70/03 трубки Удачная) и в целом ниже, чем в рутилах из ксенолитов перидотитового типа парагенезиса (см. раздел 5.1.1.). Содержание FeO составляет 0.38–1.56 мас.%. В составах рутилов, слагающих ламели в минералах различных ксенолитов, наибольший разброс содержаний ZrO₂ отмечен в вебстеритах-пироксенитах (0.13–0.76 мас.%). Концентрации оксидов Nb, Mn и Ni ниже предела обнаружения микронзондового анализа.

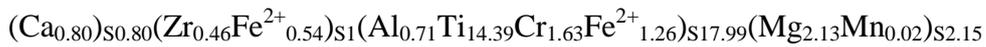
5.1.2.6. Рутил

Рутил из структур распада в пироксенах и гранатах содержит TiO₂ от 94.6 до 98.0 мас.% (**Таблица Б.7, Приложение Б**). Содержание Cr₂O₃ варьирует от 0.05 до 1.23 мас.% (с минимальными значениями (0.05–0.07 мас.%) в гранатовом ортопироксените UV70/03 трубки Удачная) и в целом ниже, чем в рутилах из ксенолитов перидотитового типа парагенезиса (см. раздел 5.1.1.). Содержание FeO составляет 0.38–1.56 мас.%. В составах рутилов, слагающих ламели в минералах различных ксенолитов, наибольший разброс содержаний ZrO₂ отмечен в вебстеритах-пироксенитах (0.13–0.76 мас.%). Концентрации оксидов Nb, Mn и Ni ниже предела обнаружения микронзондового анализа.

5.1.2.7. Минералы группы кричтонита

Составы оксидов группы кричтонита из продуктов распада граната отвечают кричтониту в вебстерите O-173 и лouverингиту в вебстерите O-264 (**Таблица Б.7, Приложение Б**). Содержания оксидов следующие (в мас.%): TiO₂ 68.1–68.38, Cr₂O₃ 2.41–7.39, MgO 5.12–5.22, CaO 1.26–2.65, SrO 2.58 (в O-173), ZrO₂ 4.15–4.22. Структурные формулы кричтонита и лouverингита (расчет на 38 атомов кислорода) можно представить следующим образом (образцы O-173 и O-264, соответственно):





5.1.2.8. Апатит и плагиоклаз

Апатит в продуктах распада граната из ортопироксенита UV70/03 относится к фторсодержащей разновидности и имеет следующий состав (мас. %): CaO 54.7, P₂O₅ 41.9, FeO 0.42, F 2.7, Cl 0.74.

По данным ЭДС (СЭМ) плагиоклаз, найденный в структурах распада в гранате совместно с клинопироксеном (гранатовый вебстерит M5/01), по составу отвечает олигоклазу с соотношением компонентов An_{5.81}Ab_{89.8}Or_{4.39}.

5.1.3. Эклогитовый парагенезис

5.1.3.1. Клинопироксен

Состав клинопироксена в эклогитовых ксенолитах варьирует по содержанию жадеитового и диопсидового компонентов (**Таблица Б.11, Приложение Б**). На диаграмме Эгирин – Авгит – Жадеит (Morimoto, 1989) (**Рис. 55**) составы клинопироксена (Срх-I) соответствуют омфациту в ксенолитах трубки Удачная (Aug_{43–67}Jd_{31–53}Aeg_{0–4}) и Na-содержащим диопсид-авгитам в образцах из трубок Зарница (Aug₇₂Jd_{15–16}Aeg_{10–11}) и Обнаженная (Aug_{73–75}Jd_{21–22}Aeg_{3–4}), где Aug = Di + Hd + En + Fs + CaTs + CaEs. Отдельные зерна демонстрируют слабую неоднородность состава, в особенности по содержанию MgO и Al₂O₃ (**Таблица Б.11, Приложение Б**). На диаграммах Na₂O-MgO и Na₂O-Al₂O₃ (Taylor, Neal, 1989) составы клинопироксена в образце UV58/10 попадают в область эклогитов группы С, составы клинопироксена в UV662/11 принадлежат эклогитам группы В (**Рис. 56**). Гранаты из данных образцов, напротив, принадлежат группам В и С, соответственно. Клинопироксены, содержащие ламели апатита, отличаются по составу от клинопироксенов с теми же ламелями из эклогитовых ксенолитов кимберлитовой трубки Коиду (Западная Африка) (Fung, Haggerty, 1995), как показано на **Рис. 55, Рис. 56**. Клинопироксен первой генерации (клинопироксен-1) из гроспидита LUV134/10 отличается по составу от других клинопироксенов заметным содержанием компонента Са-Эскола (6 мол.%), тогда как в прочих клинопироксенах данный компонент отсутствует. В составах клинопироксенов первой генерации присутствует компонент Са-Чермака, его содержание варьирует от 1 до 8 мол.%.

Вторичные клинопироксены из симплектитов (Срх-II) характеризуются составами, отвечающими Na-авгитам (Aug_{77–93}Jd_{2–20}Aeg_{0–4}) (**Таблица Б.11, Приложение Б**). Отличительной чертой данных клинопироксенов является относительно высокое содержание компонента Са-Чермака (10–16 мол.%) по сравнению с составами клинопироксенов первой генерации (Срх-I) (CaTs < 8 мол.%).

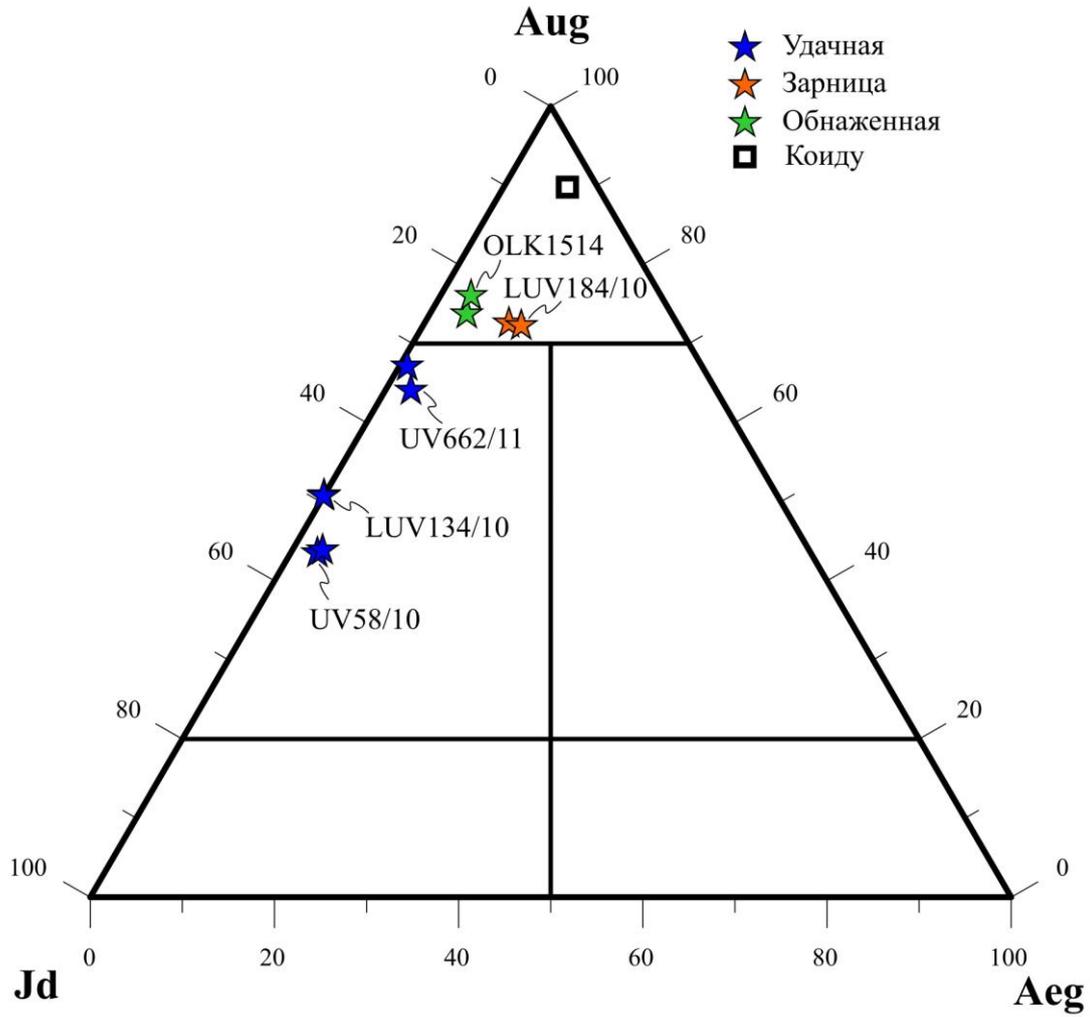


Рис. 55. Треугольная диаграмма составов клинопироксенов эклогитового парагенезиса (Morimoto, 1989). Для сравнения нанесен состав клинопироксена, содержащего структуры распада с рутилом и/или апатитом: квадрат – низкомагнезиальный эклогит из кимберлитов Коиду (Сьерра-Леоне, Fung, Haggerty, 1995)

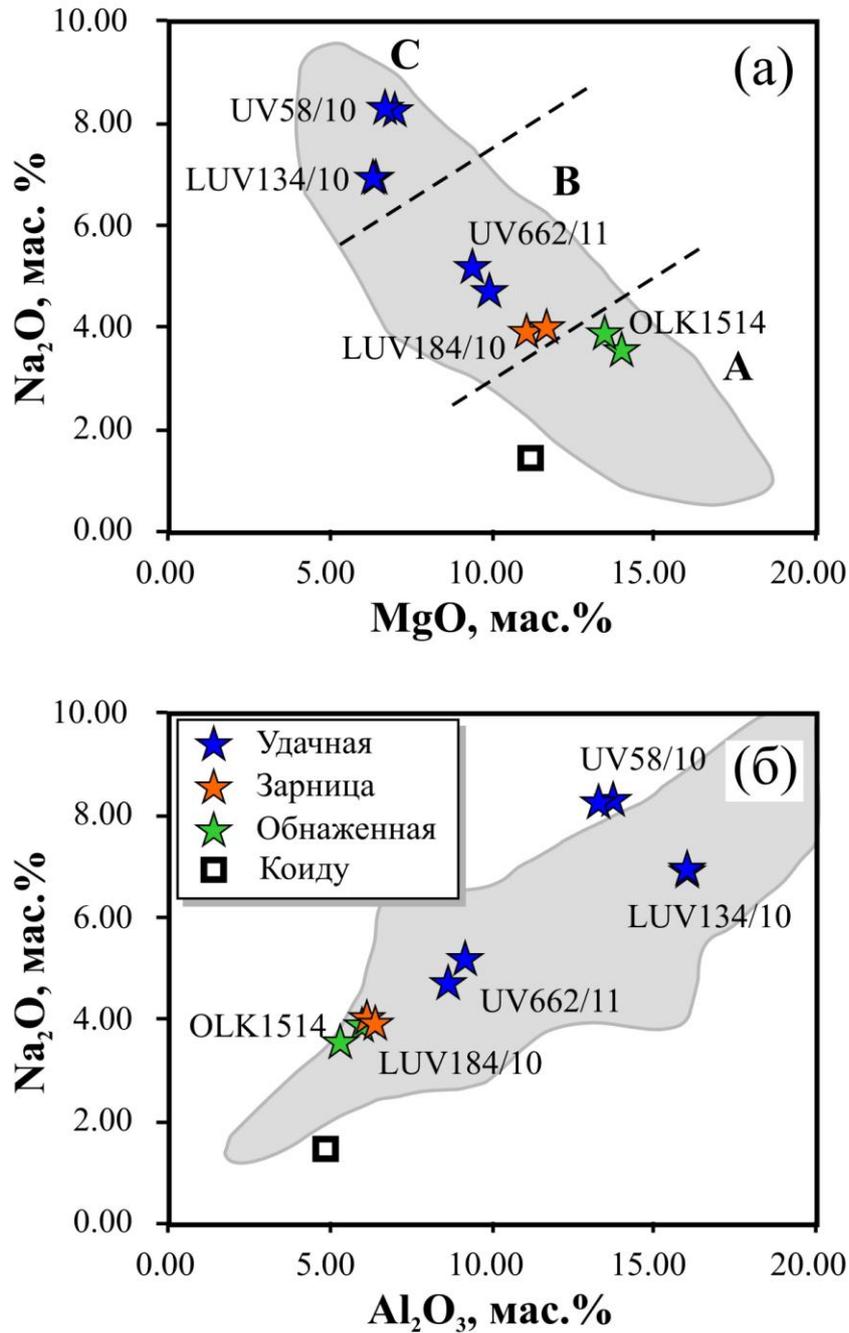


Рис. 56. Бинарные диаграммы по содержаниям $\text{Na}_2\text{O}/\text{MgO}$ и $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в составах клинопироксенов эклогитового парагенезиса. Для сравнения нанесен состав клинопироксена (квадрат), содержащего структуры распада с рутилом и/или апатитом, низкомагнезиальный эклогит из кимберлитов Коиду (Сьерра-Леоне, Fung, Haggerty, 1995). Разбиение эклогитов на группы А, В, С показано штриховыми линиями согласно Taylor, Neal (1989). Поле составов клинопироксенов эклогитов и гроспидитов из кимберлитовых трубок Якутии построено по литературным данным (Sobolev et al., 1968; Соболев, 1974; Sobolev et al., 1994; Beard et al., 1996; Snyder et al., 1997; Taylor et al., 2003; Spetsius, 2004).

5.1.3.2. Гранат

Вариации составов граната из ксенолитов эклогитов показаны на диаграмме Prp – Alm (+Sps) – Grs (**Рис. 57**). По классификации Колмена с соавторами (Coleman et al., 1965) гранаты из образцов LUV134/10 и UV662/11 принадлежат полю эклогитов группы С, демонстрируя составы со следующим соотношением компонентов $\text{Prp}_{13-19}\text{Alm}_{24-41}\text{Grs}_{35-59}$. Составы гранатов из образцов UV58/10 и LUV184/10 лежат в области эклогитов группы В с соотношением компонентов $\text{Prp}_{31-44}\text{Alm}_{41-44}\text{Grs}_{8-21}$. Гранат из образца OLK1514 трубки Обнаженная по составу принадлежит полю эклогитов группы А с соотношением компонентов $\text{Prp}_{62-63}\text{Alm}_{25-26}\text{Grs}_{6-7}$ (**Таблица Б.12, Приложение Б**). Широкое разнообразие химизма гранатов характерно для эклогитов, слагающих мантийные ксенолиты (Aulbach et al., 2007; Caporuscio, Smyth, 1990; Hills, Haggerty, 1989; Shervais et al., 1988; Соболев, 1974; Taylor et al., 2003).

По химическому составу отдельные порфиробласты гранатов почти однородны по содержанию основных компонентов (**Таблица Б.12, Приложение Б**). Отмечаются вариации по содержанию второстепенных элементов, таких как Na, Ti и P. Прослеживается некоторая корреляция между содержаниями Na_2O и $\text{TiO}_2+\text{P}_2\text{O}_5$, а также между $\text{Mg}\# \{=100 \times \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{\text{total}})\}$ и $\text{TiO}_2+\text{P}_2\text{O}_5$ (**Рис. 58**). Составы гранатов из эклогитов трубки Коиду (Fung, Haggerty, 1995), а также из других районов мира также ложатся на данный корреляционный тренд. Положительная корреляция между содержаниями Na и Ti (и P) также отмечалась в гранатах из эклогитовых ксенолитов в кимберлитовой трубке Мир (Beard et al., 1996). Избыточное содержание Na по отношению к Ti рассматривается как результат замещения катионов в октаэдрической позиции на Si (Beard et al., 1996), как это было впервые предложено в работе (Sobolev, Lavrent'ev, 1971).

Эклогитовые гранаты из кимберлитовой трубки Коиду (Сьерра-Леоне, Западная Африка) (Fung, Haggerty, 1995) и из района Янглоу (УНР террейн, Китай) (Ye et al., 2000), в которых находятся структуры распада с ламелями апатита и рутила, имеют составы, близкие таковым эклогитовых гранатов изученной коллекции (**Рис. 57** и **Рис. 58**). Состав граната из алмазоносного эклогита трубки Мир (Korsakov et al., 2009), в котором содержатся ламели рутила и включения кварца (параморфозы по коэситу), почти идентичен составу граната из гроспидита трубки Удачная LUV134/10 данной коллекции. Гранат с включениями SiO_2 и рутила из ксенолита санидин-ортопироксенового эклогита из трубки Зеро (Южная Африка) (Schmickler et al., 2004) по составу близок гранату из эклогита трубки Обнаженная OLK1514 данной коллекции.

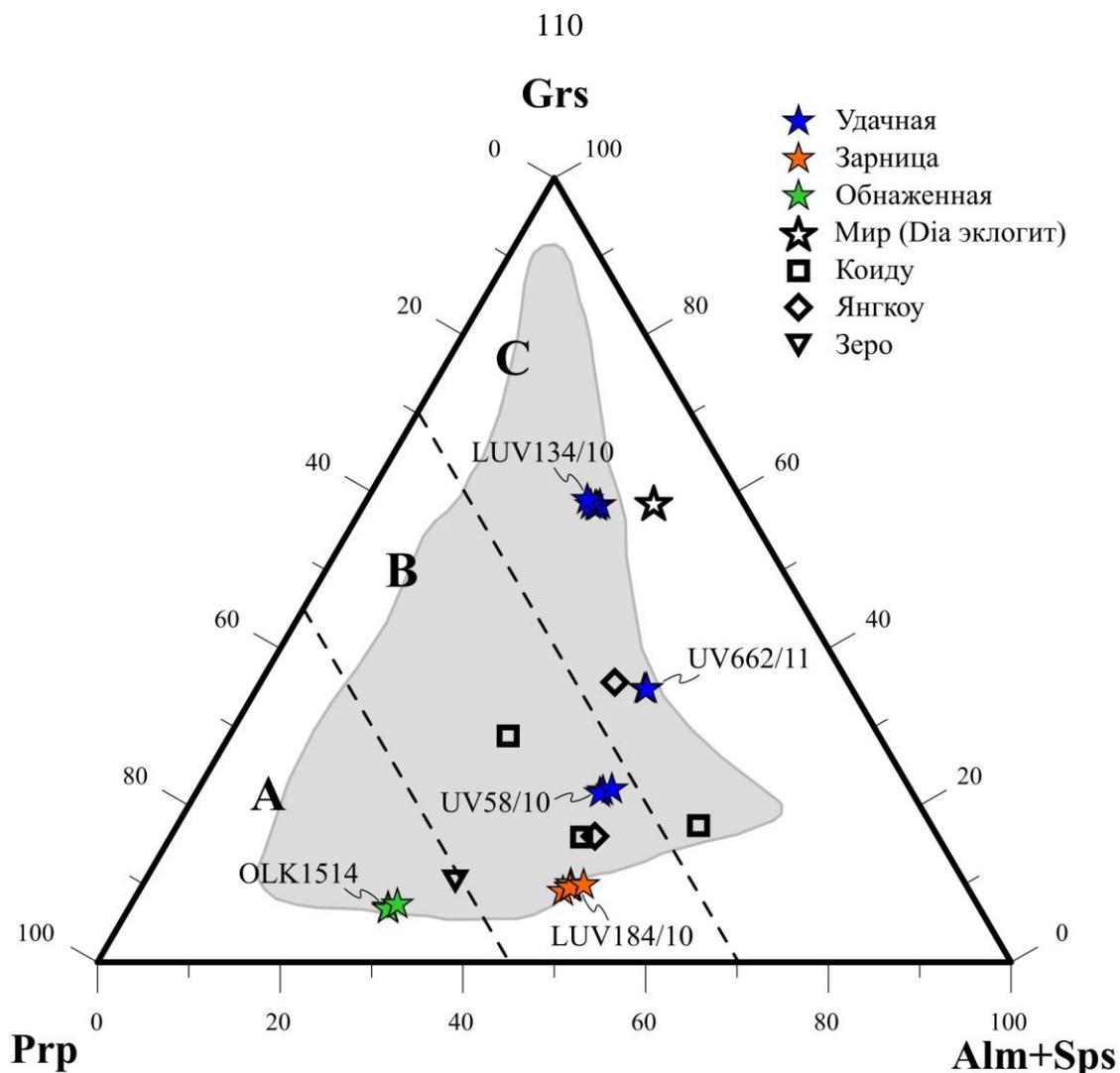


Рис. 57. Треугольная диаграмма составов гранатов эклогитового парагенезиса. Поле составов гранатов эклогитов и гроспидитов из кимберлитовых трубок Якутии построено по литературным данным (Sobolev et al., 1968; Соболев, 1974; Sobolev et al., 1994; Beard et al., 1996; Snyder et al., 1997; Taylor et al., 2003; Spetsius, 2004). Для сравнения нанесены составы гранатов, содержащих структуры распада с рутилом и/или апатитом: черная звезда – алмазоносный эклогит из кимберлитовой трубки Мир (Korsakov et al., 2009), квадраты – низкомагнезиальные эклогиты из кимберлитов Коиду (Сьерра-Леоне, Fung, Haggerty, 1995), ромбы – эклогиты Янгкоу, метаморфический пояс сверхвысоких давлений Сулу (Китай, Ye et al., 2000), треугольник – санидин-ортопироксенсодержащий эклогит из кимберлитовой трубки Зеро (ЮАР, Schmickler et al., 2004). Штриховыми линиями показано разбиение на эклогиты группы А, В и С (Coleman et al., 1965).

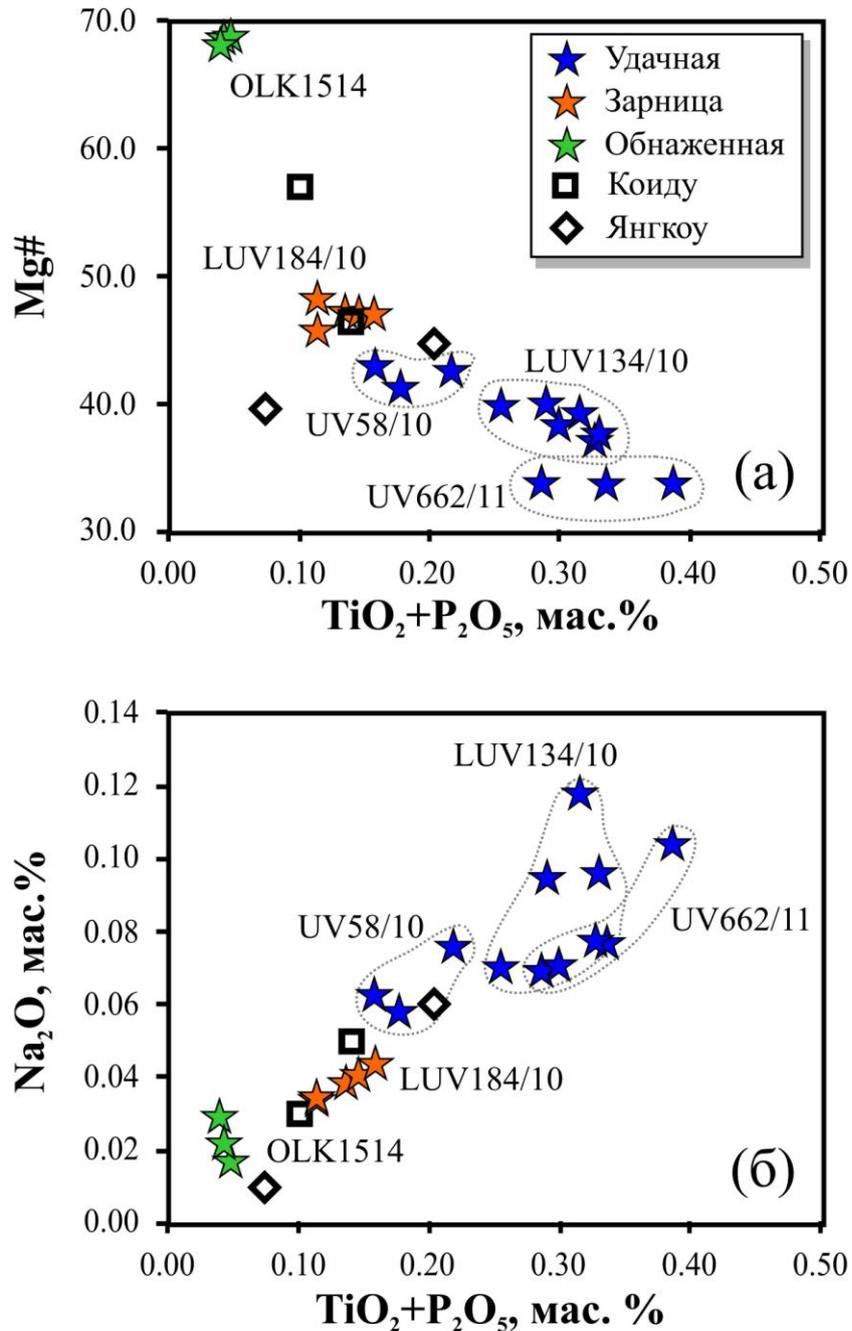


Рис. 58. Бинарные диаграммы соотношений $Mg\#/(TiO_2+P_2O_5)$ и $Na_2O/(TiO_2+P_2O_5)$ (а и б, соответственно) в составах гранатов эцлогитового парагенезиса. Для сравнения нанесены составы гранатов, содержащих структуры распада с рутилом и/или апатитом: квадраты – низкомагнезиальные эцлогиты из кимберлитов Коиду (Сьерра-Леоне, Fung, Haggerty, 1995), ромбы – эцлогиты Янгкоу, метаморфический пояс сверхвысоких давлений Сулу (Китай, Ye et al., 2000). Пунктиром обведены точки составов отдельных образцов.

Гранаты из эклогитов трубки Удачная имеют более высокие концентрации TiO_2 и Na_2O (0.10–0.31 и 0.06–0.10 мас. %, соответственно) по сравнению с эклогитами трубок Зарница и Обнаженная, где в гранатах TiO_2 и Na_2O составляют 0.02–0.10 и 0.02–0.04 мас. %, соответственно (Таблица Б.12, Приложение Б). Гранат из образца OLK1514 трубки Обнаженная отличается низким содержанием Na_2O , данная особенность ранее отмечалась как характерная черта гранатов из эклогитов и вебстеритов неалмазоносной трубки Обнаженная (Taylor et al., 2003). Содержания Na_2O в гранатах из эклогитовых ксенолитов трубки Удачная попадают в интервал значений, характерных для алмазоносных эклогитов данной трубки (0.05–0.24 мас. %) (Sobolev, Lavrent'ev, 1971; Sobolev et al., 1994).

5.1.3.3. Ортопироксен

Ламели ортопироксена, наблюдаемые в клинопироксене из эклогита OLK1514, по составу отвечают энстатиту ($\text{En}_{84.7}\text{Fs}_{13.7}$), доля других компонентов сравнительно мала (например, CaTs около 1 мол.%) (Таблица Б.11, Приложение Б). Ортопироксен содержит около 0.7 мас. % Al_2O_3 и 0.22 мас. % CaO . Данные содержания CaO и Al_2O_3 ниже, чем содержание данных оксидов в ортопироксенах из эклогитов группы А трубки Обнаженная (Taylor et al., 2003) и сравнимы с составами ортопироксенов из ксенолитов вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса изученной коллекции и других образцов (Taylor et al., 2003).

5.1.3.4. Кианит

В составе кианита из гроспидита LUV134/10 содержания SiO_2 и Al_2O_3 составляют 37.2 и 61.6 мас. %, соответственно. Среди второстепенных элементов в кианите определяются Fe и Ti, составляя около 0.3 мас.% $\text{FeO}^{\text{total}}$ и до 0.06 мас. % TiO_2 . Остальные элементы находятся ниже предела обнаружения. Соотношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 = 1.65$ ниже идеального соотношения (1.7). По данным Пирсона и Шоу (Pearson, Shaw, 1960) такое соотношение допустимо в случае изоморфного замещения Al на Fe, Ti, Mg и редкие элементы в малых количествах.

5.1.3.5. Рутил

Состав рутила в ксенолитах эклогитов варьирует в малых пределах как от образца к образцу, так и среди зерен различной морфологии (ламели в гранатах и клинопироксенах, отдельные зерна). Составы слабо различаются по содержаниям TiO_2 и FeO (98.1–99.7 и 0.29–0.67 мас.%, соответственно). Ламели рутила в гранате из гроспидита LUV134/10 содержат ZrO_2 0.20 мас.% (Таблица Б.7, Приложение Б), что сравнимо с содержаниями ZrO_2 в рутилах

из включений в алмазах (0.03–0.19 мас.%) (Sobolev, Yefimova, 2000). Состав рутила в данном образце близок составу рутила из алмазоносного эклогита кимберлитовой трубки Коиду (Hills, Haggerty, 1989). Концентрации оксидов Mg, Cr и Nb ниже предела обнаружения.

5.1.3.6. Полевые шпаты

По данным ЭДС (СЭМ) полевые шпаты, слагающие симплектиты по клинопироксену-1, демонстрируют вариации по содержаниям анортитового, альбитового и ортоклазового компонентов. Плагиоклаз андезин-лабрадоритового состава с соотношением компонентов $An_{44.8-53.04}Ab_{45.98-55}$ находится в симплектитах ксенолитов UV662/11 и LUV134/10. Щелочной полевой шпат с соотношением $Or_{97.74}Ab_{2.26}$ (санидин или ортоклаз) слагает симплектиты по омфацитовому клинопироксену в образце UV58/10 (трубка Удачная).

5.2. Геотермобарометрия

5.2.1. Геотермобарометрические оценки для перидотитов и вебстеритов-пироксенитов

Для расчета температуры и давления последнего равновесия пород, слагающих ксенолиты, использовались следующие пары геотермометр-геобарометр: «термометр Ca в ортопироксене» (Brey, Kohler, 1990) и гранат-ортопироксеновый барометр (Brey, Kohler, 1990); двупироксеновый термометр (Taylor, 1998) и гранат-ортопироксеновый барометр (Nickel, Green, 1985). Для проверки сходимости температура дополнительно определялась по гранат-ортопироксеновому термометру (Nimis, Grutter, 2010). В случае с вебстеритами-пироксенитами предпочтение было отдано термометру «Ca в ортопироксене» по отношению к двупироксеновому термометру (Brey, Kohler, 1990), поскольку ранее в работах по вебстерит-пироксенитовым ксенолитам из исследуемых кимберлитов сообщалось о том, что обычно такие породы переуравновешивались в низкотемпературных мантийных условиях (например, Кулигин, 1997; Taylor et al., 2003; Roden et al., 2006), при этом термометр «Ca в ортопироксене» дает более точные оценки при таких параметрах (Smith, 1999). Тем не менее, двупироксеновая термометрия также использовалась для расчета температур, поскольку согласованность между результатами, полученными по различным термометрам, часто используется в качестве подтверждения надежности термобарометрии (Franz et al., 1996a,b; Woodland, Koch, 2003; Lazarov et al., 2009). Однородность состава пироксенов в ксенолитах, при которой составы порфиробластовых пироксенов идентичны составам ламелей (Таблица Б.2, Таблица Б.3, Таблица Б.8, Таблица Б.9, Приложение Б), также может использоваться, чтобы подтвердить близость пород к равновесию. По результатам расчетов *P-T* оценки некоторых образцов (в частности, для гранатовых вебстеритов O-301, O-332, O-264, UV41/03 и для гранат-шпинелевого лерцолита O-571) были исключены из рассмотрения, поскольку расхождения

между оценками температур составляют более 100 °С. P – T оценки для лерцолитов из трубки Лахтойоки не выполнялись, поскольку ортопироксен в них полностью замещен кварцем.

Пироксениты и вебстериты переуравновешены при относительно низких для мантии температурах и давлениях (1.5–4.5 ГПа и 670–910 °С) (**Рис. 59, Таблица 2**). Близкие оценки температур и давлений получены для зернистых гранатовых и гранат-шпинелевых лерцолитов из трубок Мир и Обнаженная (1.9–2.4 ГПа и 680–740 °С). Деформированный гранатовый лерцолит UV831/09 и гранатовый оливиновый вебстерит UV394/09 из трубки Удачная-Восточная были переуравновешены при более высоких температурах и давлениях (5.2–5.6 ГПа и 1090–1270 °С) (**Таблица 2**). Примечательно, что в данных породах порфиробласты граната содержат только зачаточные структуры распада. Ксенолиты из трубок Мир и Удачная-Восточная охватывают широкий спектр P - T условий равновесия. Породы из трубки Обнаженная уравниваются при относительно низких значениях P - T по сравнению с породами из трубок Мир и Удачная-Восточная (**Рис. 59**).

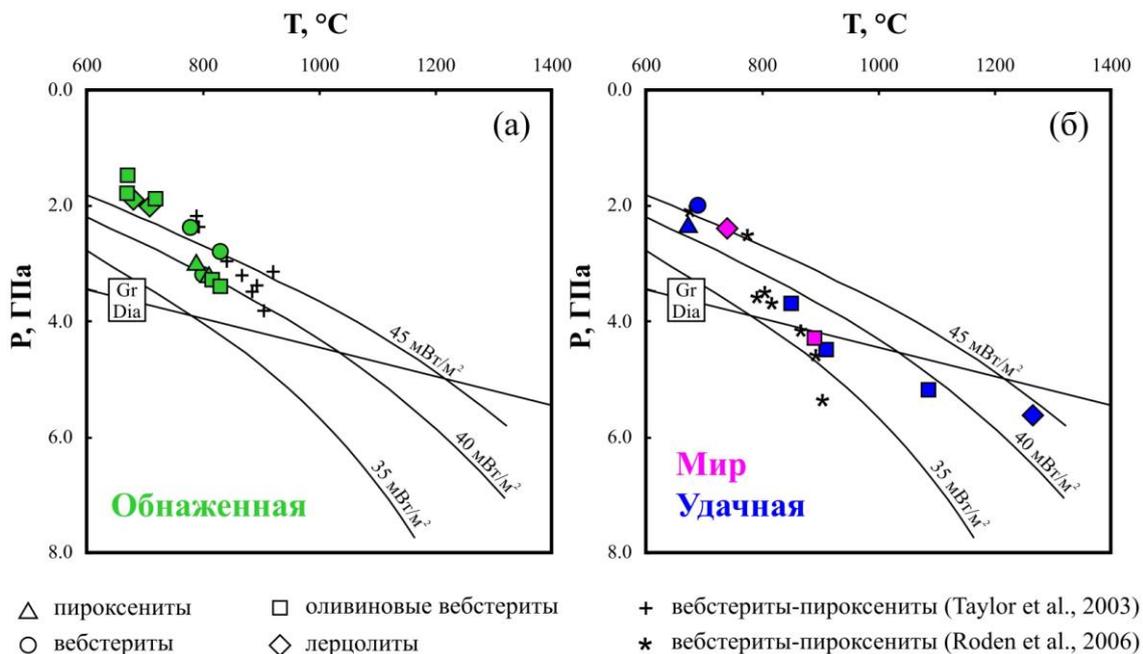


Рис. 59. Геотермобарометрические оценки последнего равновесия для ксенолитов вебстеритов-пироксенитов и перидотитов из кимберлитовых трубок Обнаженная (а), Мир и Удачная (б). Оценки выполнены по двупироксеновому геотермометру в комбинации с гранат-ортопироксеновым геобарометром (Brey, Kohler, 1990). Линия перехода графит-алмаз из работы (Kennedy, Kennedy, 1976) по экспериментальным данным. Линии геотермического градиента (континентальные геотермы) с величиной теплового потока 35, 40 и 45 мВ/м² построены по расчетным данным (Pollack, Chapman, 1977).

5.2.2. Геотермобарометрические оценки для эклогитов

На протяжении многих лет геотермобарометрия пород эклогитового парагенезиса сталкивается с трудноразрешимыми проблемами. В настоящее время не представляется возможным выбрать универсальный способ расчета температур и давлений, подходящий для эклогитовых пород различного происхождения. В данной работе в отношении каждого отдельного типа эклогитовых ксенолитов приводятся различные подходы к оценке температур и давлений последнего равновесия.

Оценки температур равновесия эклогитов проводились по термометрам, основанным на обменных реакциях между гранатом и клинопироксеном по Mg и Fe. Расчеты выполнены по нескольким калибровкам (Ai, 1994; Ellis, Green, 1979; Krogh, 1988; Krogh Ravna, 2000) (**Рис. 60**, **Таблица 5**). Содержание Fe^{3+} в клинопироксенах принято равным $Na-(Al + Cr)$ (Krogh Ravna, Raquin, 2003). Соотношения Fe^{3+}/Fe^{total} в гранатах изученных эклогитов относительно низкие (0.04–0.06). При подобных значениях Fe^{3+}/Fe^{total} ошибками определения Fe^{3+} , влияющими на значения расчетных $P-T$ параметров, в сосуществующих гранатах и клинопироксенах изученных эклогитов можно пренебречь (Sobolev et al., 1999).

Определение давления проводилось путем проецирования расчетных значений температур на геотерму (**Рис. 60**). Геотермический градиент литосферной мантии под трубкой Удачная близок значению теплового потока 40 mW/m^2 (Boyd et al., 1997), таким образом, значения давления рассчитывались по данной геотерме. Полученные оценки температур и давлений были усреднены (**Таблица 5**), при этом значения по термометру (Ai, 1994) были исключены из расчета в связи с явной переоценкой $P-T$ условий равновесия. Согласно расчетам изученные эклогиты трубок Удачная-Восточная и Зарница были переуравновешены при температурах 970–1080 °C и давлениях 4.1–4.9 ГПа. Эклогит из трубки Обнаженная, по всей видимости, находился в мантии при температуре 813 °C и давлении 3.2 ГПа.

Поскольку эклогит трубки Обнаженная OLK1514 содержит моноклинный и ромбический пироксены, к данному образцу были применены геотермометр «Ca в ортопироксене» в паре с гранат-ортопироксеновым геобарометром (Brey, Kohler, 1990). Примечательно, что полученные оценки 813 °C и 3.0 ГПа близки значениям, рассчитанным предыдущим способом.

Для сравнения полученных результатов использовался метод геобарометрии по реакциям «прямого переноса» (минеральная геобарометрия) с использованием уравнений из работы (Krogh Ravna, Terry, 2004) в системе гранат-клинопироксен-кианит-фенгит-кварц/коэсит. Следуя рекомендациям авторов, расчеты желательно использовать для пород с минимально допустимой ассоциацией минералов, иначе неизбежны значительные ошибки

определения P - T условий. Ксенолит гроспидита из трубки Удачная-Восточная LUV134/10 соответствует минимальным требованиям применения геобарометра. Расчетные значения по данному геобарометру (Krogh Ravna, Terry, 2004) в комбинации с вышеуказанными для эклогитов термометрами (Ellis, Green, 1979; Krogh, 1988; Krogh Ravna, 2000) приведены в **Таблица 5**. Следует отметить, что среднее значение температуры и давления сопоставимо с P - T оценками, полученными первым способом.

Таблица 5. Оценки и средние значения температур и давлений последнего равновесия для ксенолитов эклогитового типа парагенезиса из кимберлитовых трубок Удачная, Зарница, Обнаженная.

№ образца	T_{K88} / P_{g40}	T_{EG79} / P_{g40}	T_{KR00} / P_{g40}	T_{BK90} / P_{BK90}	T_{av} / P_{av}
UV662/11	948 4.0	969 4.1	994 4.3	–	970 4.1
UV58/10	1032 4.6	1036 4.6	1147 5.4	–	1071 4.9
LUV134/10	966 4.1	1143 5.4	1104 5.1	–	1071 4.9
LUV184/10	961 4.1	1048 4.7	1230 6.1	–	1080 4.9
OLK1514	779 3.1	913 3.8	749 2.9	813 3.0	813 3.2
LUV134/10 ($P_{KRT04-1}$)	982 4.6	1133 5.0	1096 4.9	–	1070 4.9

Примечание: Температуры (T в °C) рассчитаны по геотермометрам: T_{K88} – гранат-клинопироксеновый геотермометр (Krogh, 1988), T_{EG79} – гранат-клинопироксеновый геотермометр (Ellis, Green, 1979), T_{KR00} – гранат-клинопироксеновый геотермометр (Krogh Ravna, 2000), T_{BK90} – ортопироксеновый геотермометр (Brey, Kohler, 1990). Давления (P в ГПа) определены следующим образом: P_{g40} – по пересечению температурных линий с геотермой 40 мВ/м² (Pollack, Chapman, 1977), P_{BK90} – гранат-ортопироксеновый геобарометр (Brey, Kohler, 1990), $P_{KRT04-1}$ – по реакциям «прямого переноса», уравнение (1) из работы (Krogh Ravna, Terry, 2004). Средняя температура T_{av} рассчитана по значениям T_{K88} , T_{EG79} и T_{KR00} , среднее давление P_{av} – по оценкам P_{g40} и $P_{KRT04-1}$ без учета P_{BK90} .

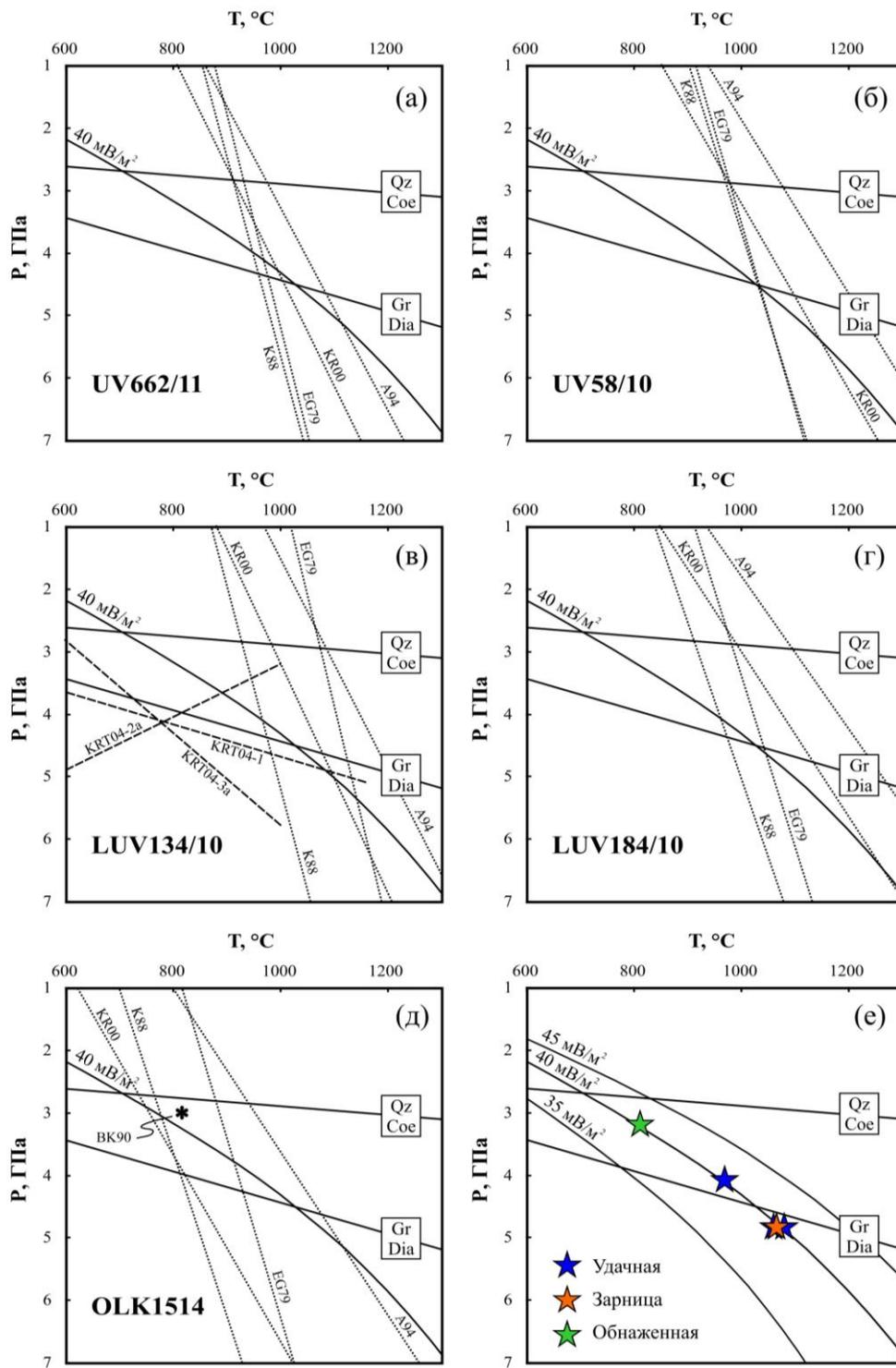


Рис. 60. Геотермобарометрические оценки последнего равновесия для ксенолитов эклогитов из кимберлитовых трубок Удачная (а-в), Зарница (г) и Обнаженная (д). Полученные средние значения температур и давлений показаны на рисунке (е). Сокращения: K88 – по геотермометру (Krogh, 1988), EG79 – по геотермометру (Ellis, Green, 1979), KR00 – по геотермометру (Krogh Ravna, 2000), BK90 – по двупироксеновому геотермометру в комбинации с гранат-ортопироксеновым геобарометром (Brey, Kohler, 1990), KRT04 – по геобарометрам (1)-(3) (Krogh Ravna, Terry, 2004). Линии перехода по экспериментальным данным: кварц-коэзит из работы (Bose, Ganguly, 1995), графит-алмаз из работы (Kennedy, Kennedy, 1976). Линии геотермического градиента (континентальные геотермы) с величиной теплового потока 35, 40 и 45 мВ/м² построены по расчетным данным (Pollack, Charman, 1977).

5.2.3. Оценки температур и давлений образования симплектитов по омфациту из ксенолитов эклогитов трубки Удачная

Преобразование изученных эклогитовых пород, которое проявляется в нахождении симплектитов и экссолюционных структур, констатирует факт изменения параметров температуры и давления в геологической истории изученных пород. Для оценки давлений образования симплектитов по омфациту использовался клинопироксен-полевошпатовый геобарометр (Holland, 1980) совместно с геотермометром (Krogh Ravna, 2000). Согласно расчетам, симплектиты по омфациту могли образоваться при 810–880 °С и 2.0–2.1 ГПа в поле стабильности кварца.

В соответствии с терминологией Joanny et al. (1991) изученные клинопироксен-полевошпатовые симплектиты-II сохранились на стадии глобуляризации. В таком случае, толщина пластинок («ламелей») в этих симплектитах не является показателем температуры их образования и, в таком случае, закон роста в ходе прерывистого осаждения к рассматриваемым сростаниям не применим (Joanny et al., 1991). Тем не менее, можно оценить давления, при которых находились симплектиты II типа. По данным (Gasparik, Lindsley, 1980) содержания жадеитового компонента ≤ 20 мол. % в симплектитовых клинопироксенах соответствуют давлениям менее 2.0 ГПа. В клинопироксенах симплектитов (Срх-II) выше содержания Са-чермакитового компонента (>10 мол. %) по сравнению с исходными клинопироксенами (Срх-I), не замещенными симплектитовым агрегатом, в которых содержания СаТs составляют < 8 мол. % (Таблица Б.11, Приложение Б). Учитывая данные для CMAS системы (Gasparik, 2000), вторичные клинопироксены должны были находиться при давлениях около 1.7–1.9 ГПа и температурах <1000 °С. Эти оценки согласуются геотермобарометрическими оценками, описанными абзацем выше. С другой стороны, составы симплектитовых клинопироксенов в приложении к NCMAS системе (Gasparik, 2014) могли быть стабильны при других параметрах T и P . По содержаниям Са, Al and Na в эти хклинопироксенах оценки температуры и давления составляют около 1050–1070 °С и 2.6–3.0 ГПа для коэситовых эклогитов (UV662/11 и UV58/10), <800 °С и 1.6 ГПа для гроспидита LUV134/10. То есть, по данным для NCMAS системы (Gasparik, 2014) оценки температур и давлений образования симплектитов-II выше геотермобарометрических оценок, в особенности для образцов коэситовых эклогитов трубки Удачная.

5.3. Геохимические особенности минералов ксенолитов

5.3.1. Получение геохимических данных

Редкоэлементный состав минералов ксенолитов чувствителен к процессам, происходившим в мантии, и, следовательно, дает ценную информацию о происхождении и эволюции пород. Методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (LA ICP-MS) в 34 образцах получены редкоэлементные составы граната и клинопироксена. В большинстве образцов проанализированы разные части зерен (центр и край). Составы минералов из структур распада определены в тех образцах, в которых размер ламелей в поперечнике был достаточным для анализа (более 60 мкм). Лишь в редких случаях размер пучка был уменьшен до 24–44 мкм, поскольку при этом снижалась чувствительность анализа. При использовании полученных данных для каждого анализа контролировались относительные ошибки и пределы обнаружения элементов. Во всех случаях проводился мониторинг выжигания вещества по месту (с помощью оптической системы), по времени и, соответственно, по глубине, для того, чтобы не захватить при анализе посторонние примеси (минералы и флюидные/расплавные включения). Редкоэлементный состав определялся непосредственно в плоскополированных пластинках. Приборы и параметры съемки указаны в разделе 3.2. В приложении приведены данные по составам граната и клинопироксена (Таблица В.1 и Таблица В.2, Приложение В).

5.3.2. Перидотитовый тип парагенезиса

5.3.2.1. Гранат

Для порфиробластов граната характерно простое обогащение от легких к тяжелым редкоземельным элементам (РЗЭ), как показано на спектрах распределения РЗЭ (Рис. 61, Рис. 62). Соотношение $[La/Yb]_n$ в гранатах лерцолитов и оливиновых вебстеритов обычно ниже 0.003. В деформированном лерцолите UV241/09 данное соотношение составляет 0.005–0.007. Концентрации La_n во всех образцах перидотитового типа парагенезиса обычно ниже 0.01–0.02; концентрации Yb_n довольно высокие и составляют в лерцолитах 2.8–35.6, в оливиновых вебстеритах 4.1–69.0, в оливиновом клинопироксените 8.2–8.8. Соотношение $[Sm/Er]_n$ в образцах <1 за исключением гранатового лерцолита Ка-6 трубки Лахтойоки, в котором в центре порфиробластов граната соотношение составляет 2.4, на краях – 0.4. Соотношение $[La/Ce]_n$ в порфиробластовых гранатах данной группы пород обычно <1 , в гранат-шпинелевом лерцолите О-571 оно составляет 0.8–1.4, визуально это выражается в менее резком восхождении спектров в области легких РЗЭ. Отношение Eu/Eu^* в порфиробластовых гранатах варьирует в пределах 0.9–1.1 и, по-видимому, не является значимым. В оливиновом вебстерите Ob106/12 Eu/Eu^* составляет 1.3 как в центральных частях зерен, так и на их краях.

Заметные вариации состава порфиробластов от центра к краю наблюдаются в образцах трубки Обнаженная: в лерцолитах О-571 и Об113/12, в оливиновых вебстеритах Об106/12 и Об108/12, в меньшей степени в О-207. При одинаковой форме спектра с простым обогащением в центральных частях зерен граната наблюдаются более высокие концентрации тяжелых РЗЭ, чем по краям. В гранатах данных образцов присутствуют ламели минералов группы кричтонита (3 образца). В лерцолите трубки Лахтойоки Ка-6 зональность порфиробластов граната проявляется в различном распределении РЗЭ: центральные части зерен деплетированы по легким и тяжелым РЗЭ и при этом обогащены по средним РЗЭ; края зерен граната имеют спектры распределения РЗЭ с простым обогащением с обеднением в области легких РЗЭ и постепенным обогащением от средних к тяжелым РЗЭ.

Концентрации Zr в порфиробластовых гранатах составляют 11–87 ppm в лерцолитах, 6–43 ppm в оливиновых вебстеритах, 7–8 ppm в оливиновом клинопироксените (**Рис. 63**). Содержание Sr в образцах обычно не превышает 1 ppm. Концентрации Sc и V находятся на уровне 112–152 и 121–400 ppm в лерцолитах, 56–132 и 67–236 ppm в оливиновых вебстеритах, 83–85 и 136–140 ppm в оливиновом клинопироксените (**Рис. 63**).

Гранат, слагающий ламели в моноклинном и ромбическом пироксенах, отличается по редкоэлементному составу от порфиробластовых гранатов из тех же пород по уровню хондритовых единиц, по форме спектра и по содержаниям отдельных редких элементов (**Рис. 62**). В частности, концентрации La_n достигают 1.7. Концентрации Yb_n в ламелярных гранатах в целом ниже, чем в порфиробластовых гранатах, и составляют 1.9–27.8. Соотношение $[La/Ce]_n$ часто >1 и достигает 1.4–1.8 (например, в оливиновом вебстерите О-436 трубки Обнаженная). Содержания легких РЗЭ в ламелярных гранатах обычно выше, чем в порфиробластовых гранатах. В области средних и тяжелых РЗЭ форма спектра экслюзионного граната близка таковой порфиробластового граната, характеризуясь постепенным обогащением нормированных на хондрит концентраций. Форма спектра в области легких РЗЭ приобретает изогнутый вид. В литературе такой вид спектров называют «ложкообразный» (spoon-shaped), «галочкообразный» (tick-shaped) или в форме «квадратного корня» (square-root-shaped) (Treatise on Geochemistry, 2003; Gibson et al., 2013). В данной работе предлагается использовать более благозвучный термин «ковшеобразный спектр». Отношение Eu/Eu^* в ламелярных гранатах в большинстве случаев равно таковому в порфиробластовых гранатах, либо немного выше. В оливиновых вебстеритах Об106/12 и О-436 положительная Eu аномалия более выражена и Eu/Eu^* составляет 1.3.

Концентрации Zr, Sc, V в гранатах из ламелей обычно ниже, чем в порфиробластовых гранатах тех же образцов, и варьируют в диапазонах 6–15, 56–129 и 74–178 ppm, соответственно.

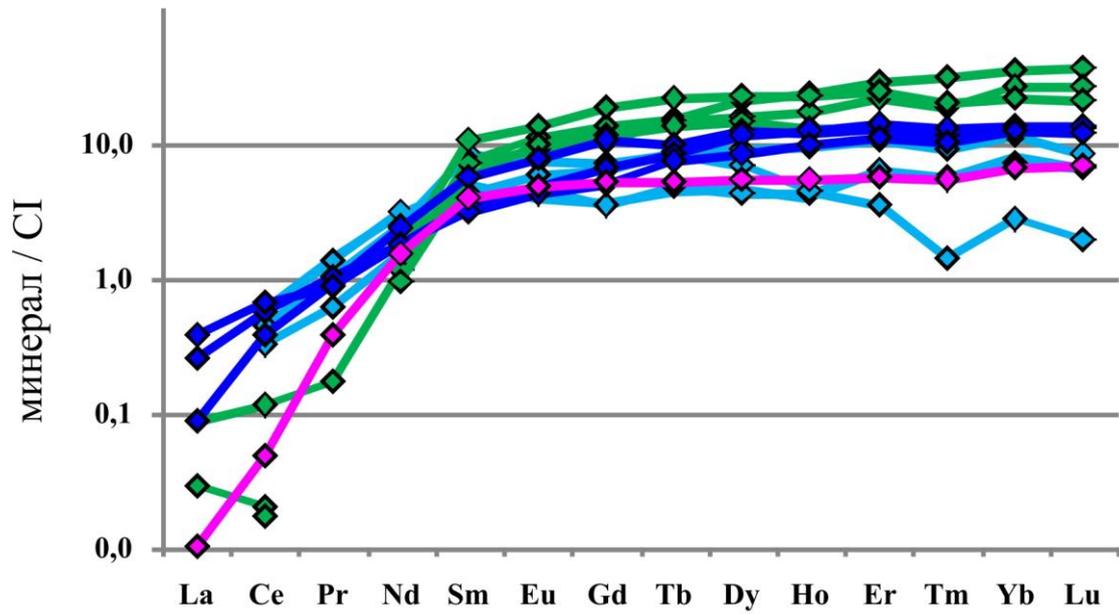


Рис. 61. Нормированные спектры распределения редкоземельных элементов порфиробластового граната (центральные и краевые части) из лерцолитов. Содержания элементов нормированы на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995). Голубые спектры – трубка Лахтойоки, синие – трубка Удачная, зеленые – трубка Обнаженная, розовый – трубка Мир.

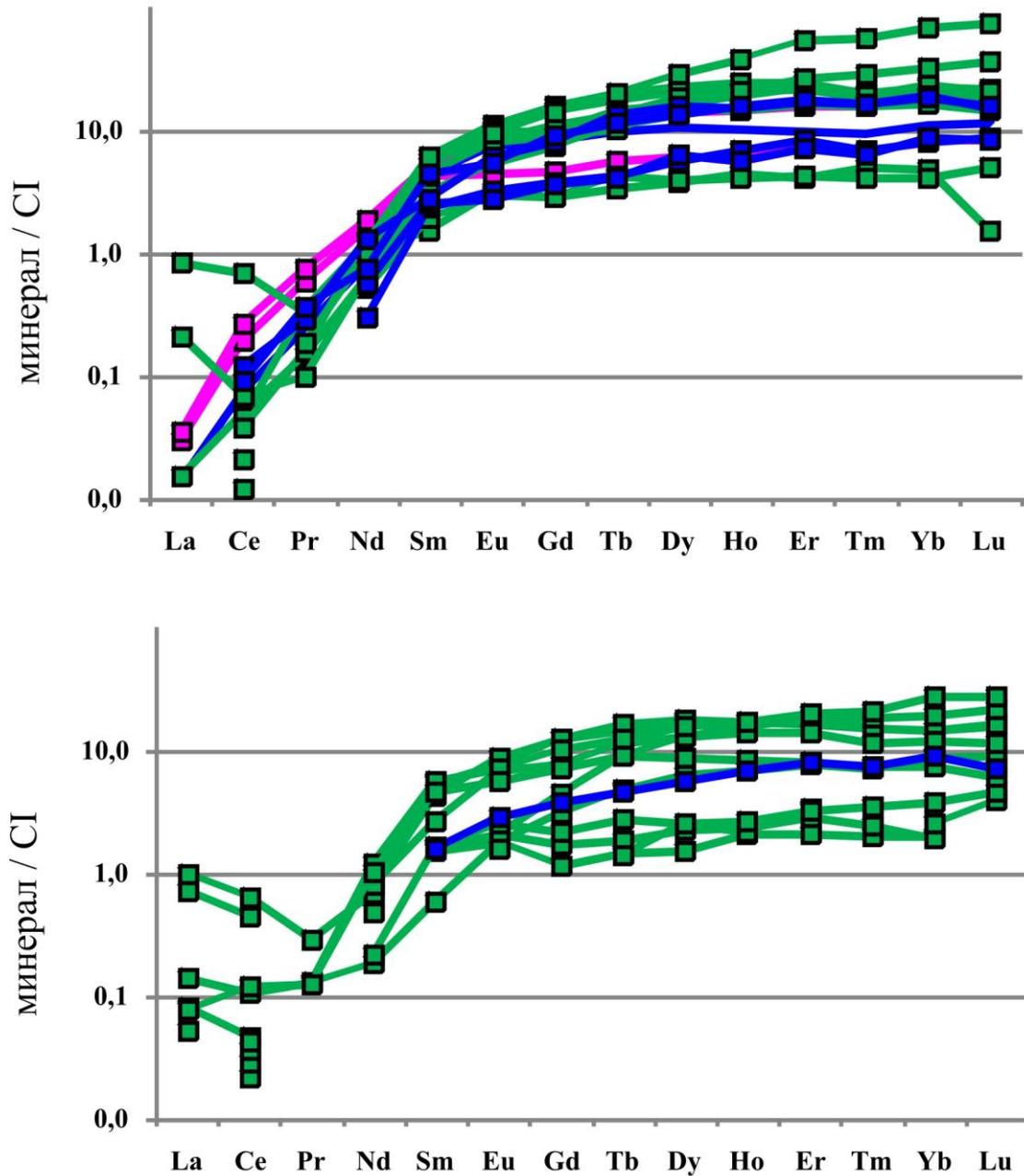


Рис. 62. Нормированные спектры распределения редкоземельных элементов порфиробластового граната (центральные и краевые части) (верхний график) и граната, слагающего ламели в орто- и клинопироксене (нижний график), из оливковых вебстеритов. Содержания элементов нормированы на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995). Синие спектры – трубка Удачная, зеленые – трубка Обнаженная, розовые – трубка Мир.

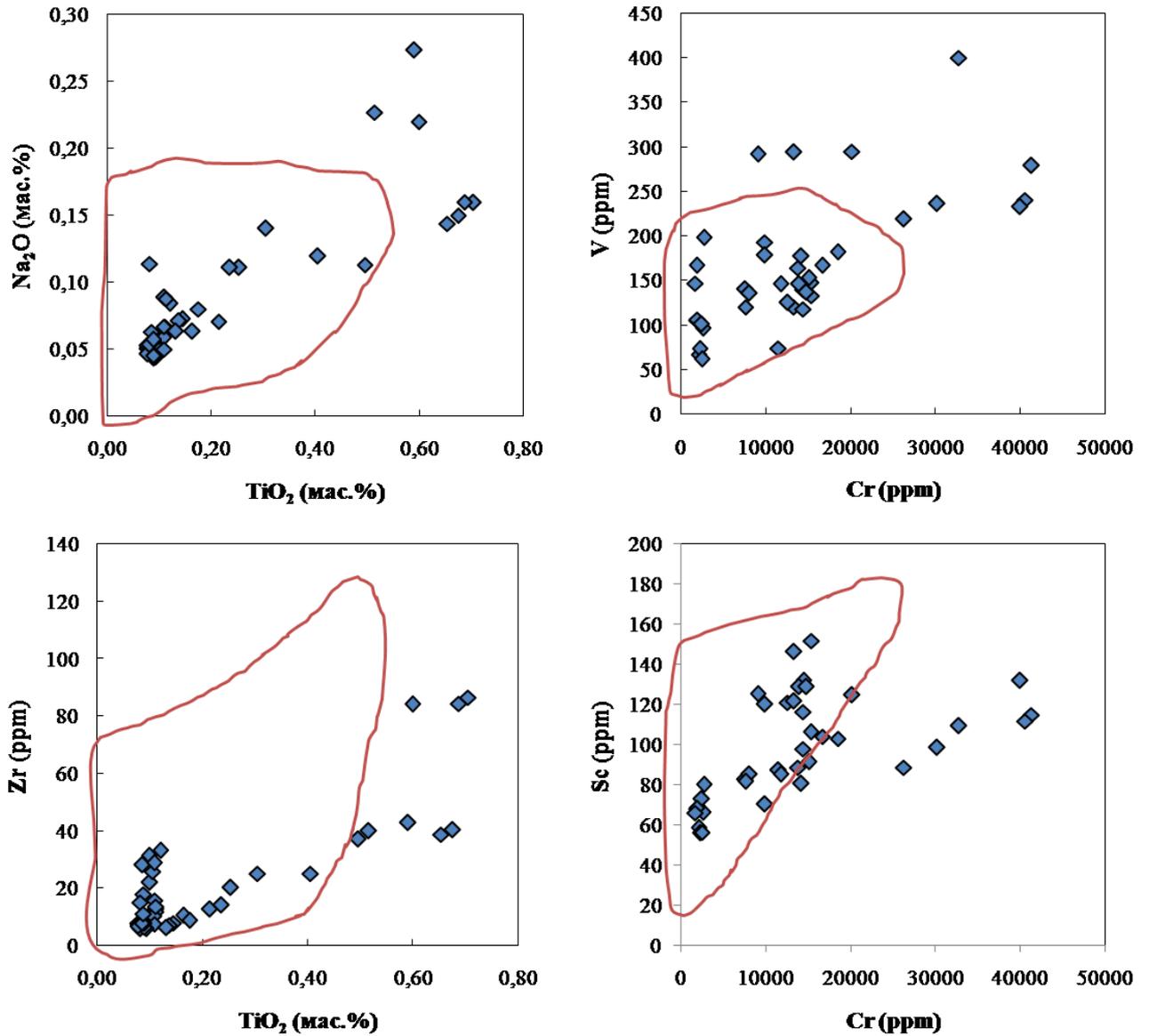


Рис. 63. Бинарные диаграммы соотношений содержаний редких элементов в гранатах перидотитового типа парагенезиса (синие символы). Красным контуром показаны поля составов гранатов вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса.

5.3.2.2. Клинопироксен

Характер нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ в клинопироксенах из ксенолитов лерцолитов и оливиновых вебстеритов практически идентичен: спектры имеют выпуклую форму в области легких-средних РЗЭ (**Рис. 64, Рис. 65**). Значения $[La/Yb]_n$ в лерцолитах составляют 17.9–42.8 (в образце О-571 $[La/Er]_n = 2.2–4.4$), в оливиновом клинопироксените 25.2–52.4. В оливиновых вебстеритах соотношение $[La/Yb]_n$ варьирует в широких пределах, принимая значения от 6.5 до 166.2. Концентрации La_n в лерцолитах находятся на уровне 2.8–60.0 хондритовых единиц, в оливиновых вебстеритах – 8.4–66.0, в оливиновом клинопироксените – 7.3–12.5. Максимальные значения La_n зафиксированы в шпинелевом лерцолите Об111/12 трубки Обнаженная (47.8–60.0) и в богатом флогопитом гранатовом оливиновом вебстерите М31/01 трубки Мир (66.0). Содержания Yb_n в большей части образцов <1 . В пяти образцах $Yb_n > 1$: шпинелевый лерцолит Об111/12 (1.4–2.5), оливиновые вебстериты О-207 (1.5–2.1), Об106/12 (1.1–1.3), Об108/12 (0.7–1.5), UV394/09 (1.9–2.0). Соотношение $[Nd/Yb]_n$ составляет в лерцолитах 10.5–168.0, в оливиновых вебстеритах 15.1–115.5, в оливиновом клинопироксените 59.4–73.8. Выраженная положительная Eu аномалия отмечается в клинопироксене из оливинового вебстерита Об106/12 трубки Обнаженная, отношение Eu/Eu^* равно 1.2–1.4.

Вариации составов порфиробластов клинопироксена от центра к краю отмечаются почти во всех образцах. Характерно, что центральные части зерен клинопироксена сравнительно более богаты тяжелыми РЗЭ в отличие от краевых частей.

Отношение Ti/Eu в клинопироксенах довольно высокое и составляет: 759–4542 в лерцолитах, 795–4860 в оливиновых вебстеритах и 1996–2040 в оливиновом клинопироксените. Минимальные значения Ti/Eu отмечены в шпинелевом лерцолите Об111/12 (759–918) и в оливиновом вебстерите М31/01 (795). На диаграмме $[La/Yb]_n - Ti/Eu$ точки образцов перидотитового типа парагенезиса формируют единый тренд (**Рис. 66**), в интерпретации Coltorti et al. (1999) соответствующий силикатному метасоматозу.

Содержания Sr в порфиробластах клинопироксена в образцах рассматриваемой группы варьируют от 80 до 774 ppm, что в 4–39 раз выше, чем в примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995). Наиболее высокие содержания Sr зафиксированы в оливиновых вебстеритах М31/01 (774 ppm) и М4/01 (359 ppm) из трубки Мир, Об106/12 (537–546 ppm) и О-207 (291–324 ppm) из трубки Обнаженная (**Рис. 67**). Концентрации Zr в порфиробластовых клинопироксенах составляют 2–38 ppm в лерцолитах, 7–41 ppm в оливиновых вебстеритах, 9–10 ppm в оливиновом клинопироксените (**Рис. 67**). Содержания Sc в клинопироксенах ниже, чем в гранатах тех же образцов, и составляют от 26 до 96 ppm. Концентрации V, напротив, выше в

клинопироксенах, чем в гранатах: 240–800 ppm в лерцолитах, 220–490 ppm в оливиновых вебстеритах и 363–372 ppm в оливиновом клинопироксените (**Рис. 67**). Максимальные содержания V (800 ppm) отмечены в гранат-шпинелевом лерцолите М34/01 трубки Мир. Содержания Nd в клинопироксенах следующие: в лерцолитах 6–15 ppm, в оливиновых вебстеритах 5–23 ppm и в оливиновом клинопироксените 8 ppm (**Рис. 67**).

Редкоэлементный состав включений клинопироксена в гранате и ламелей клинопироксена в ортопироксене практически идентичен составам клинопироксена из порфиробластов (**Рис. 64, Рис. 65**). Состав включений ближе к составу в каймах порфиробластов. Отличаются по составу лишь ламели клинопироксена в ортопироксене из оливинового вебстерита О-436. Нормированные содержания РЗЭ в них ниже, чем в отдельных крупных зернах клинопироксена. Содержание La_n находится на уровне 7.2 хондритовых единиц против 14.3–18.0 в порфиробластовом клинопироксене. Содержание Eu_n значительно ниже (1.3) в ламелях, что определяет наличие отрицательной Eu аномалии (Eu/Eu^* равно 0.4) на спектрах распределения РЗЭ. Абсолютные концентрации Sc и Sr в ламелях ниже (35 и 49 ppm), чем в порфиробластах (50–53 и 80–88 ppm), тогда как содержание V в ламелях выше (586 ppm против 345–415 ppm).

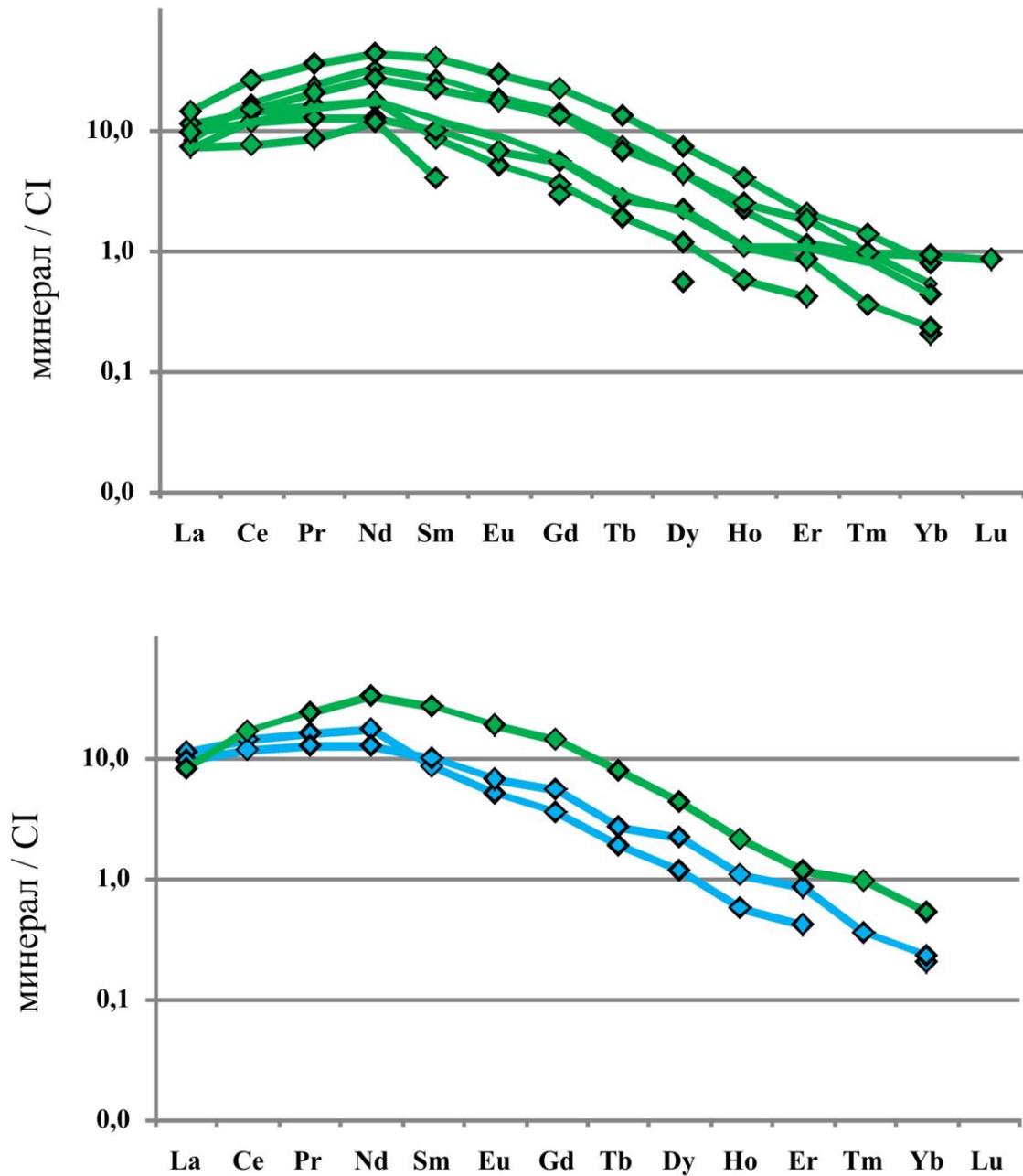


Рис. 64. Нормированные спектры распределения редкоземельных элементов порфиробластового клинопироксена (центральные и краевые части) (верхний график) и клинопироксена, слагающего ламели в ортопироксене и включения в гранате (нижний график), из лерцолитов. Содержания элементов нормированы на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995). Голубые спектры – трубка Лахтойоки, зеленые – трубка Обнаженная.

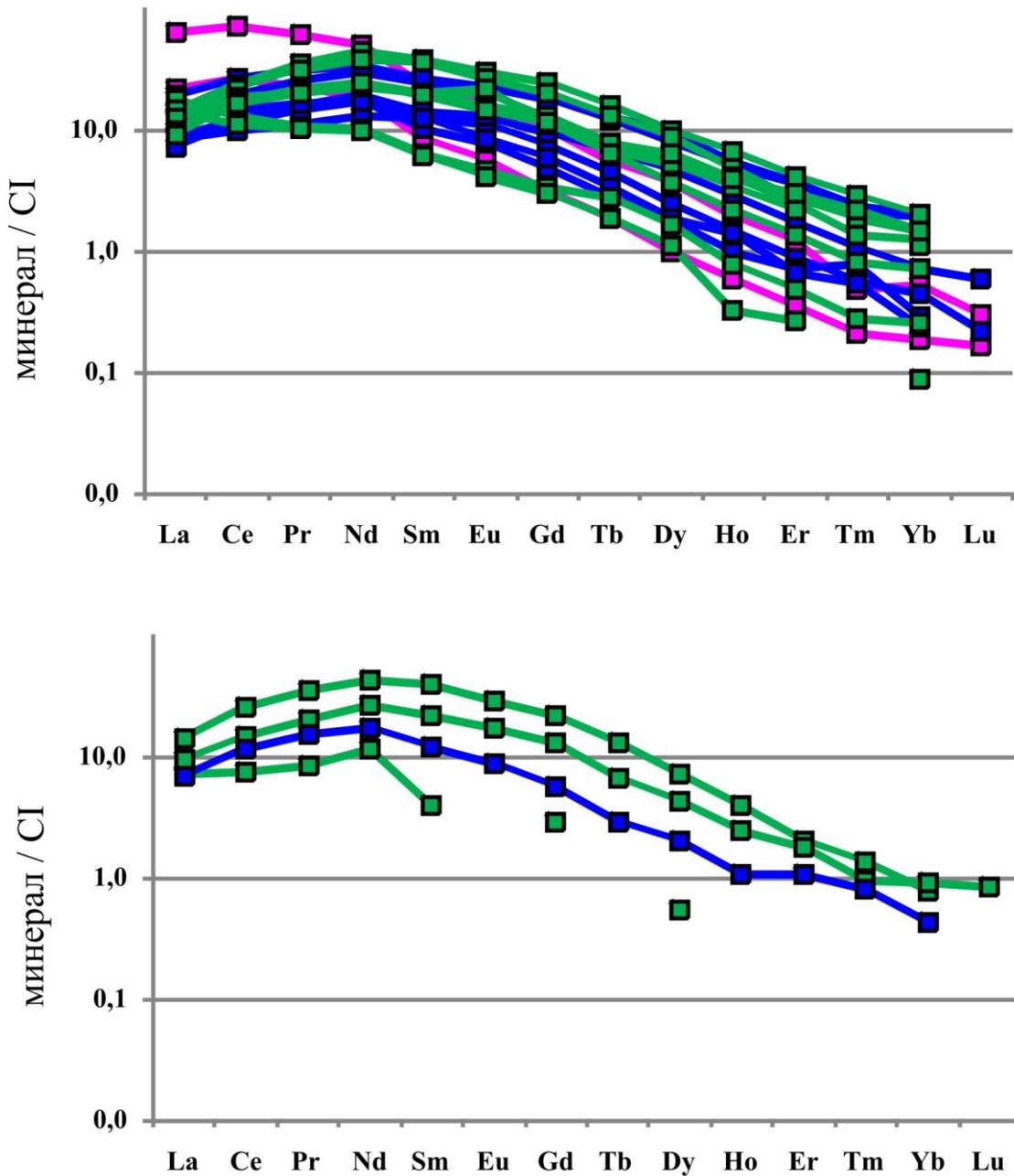


Рис. 65. Нормированные спектры распределения редкоземельных элементов порфиробластового клинопироксена (центральные и краевые части) (верхний график) и клинопироксена, слагающего ламели в ортопироксене и включения в гранате (нижний график), из оливиновых вебстеритов. Содержания элементов нормированы на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995). Синие спектры – трубка Удачная, зеленые – трубка Обнаженная, розовые – трубка Мир.

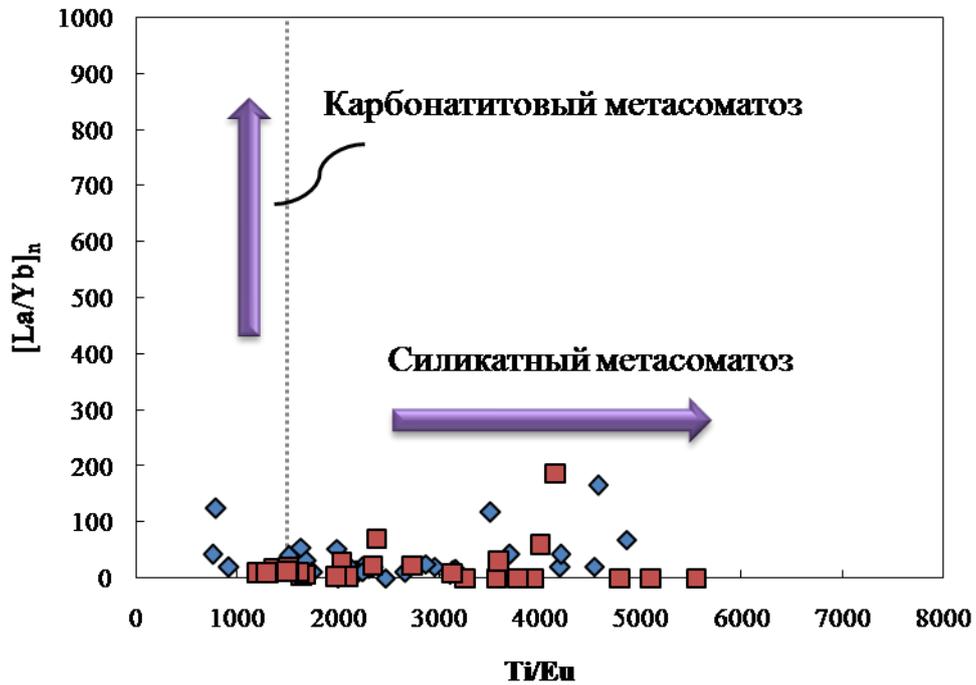


Рис. 66. Положение точек составов клинопироксенов в породах перidotитового (синие символы) и вебстерит-пироксенитового (красные символы) типов парагенезисов на дискриминационной диаграмме $[La/Yb]_n - Ti/Eu$ (Coltorti et al., 1999).

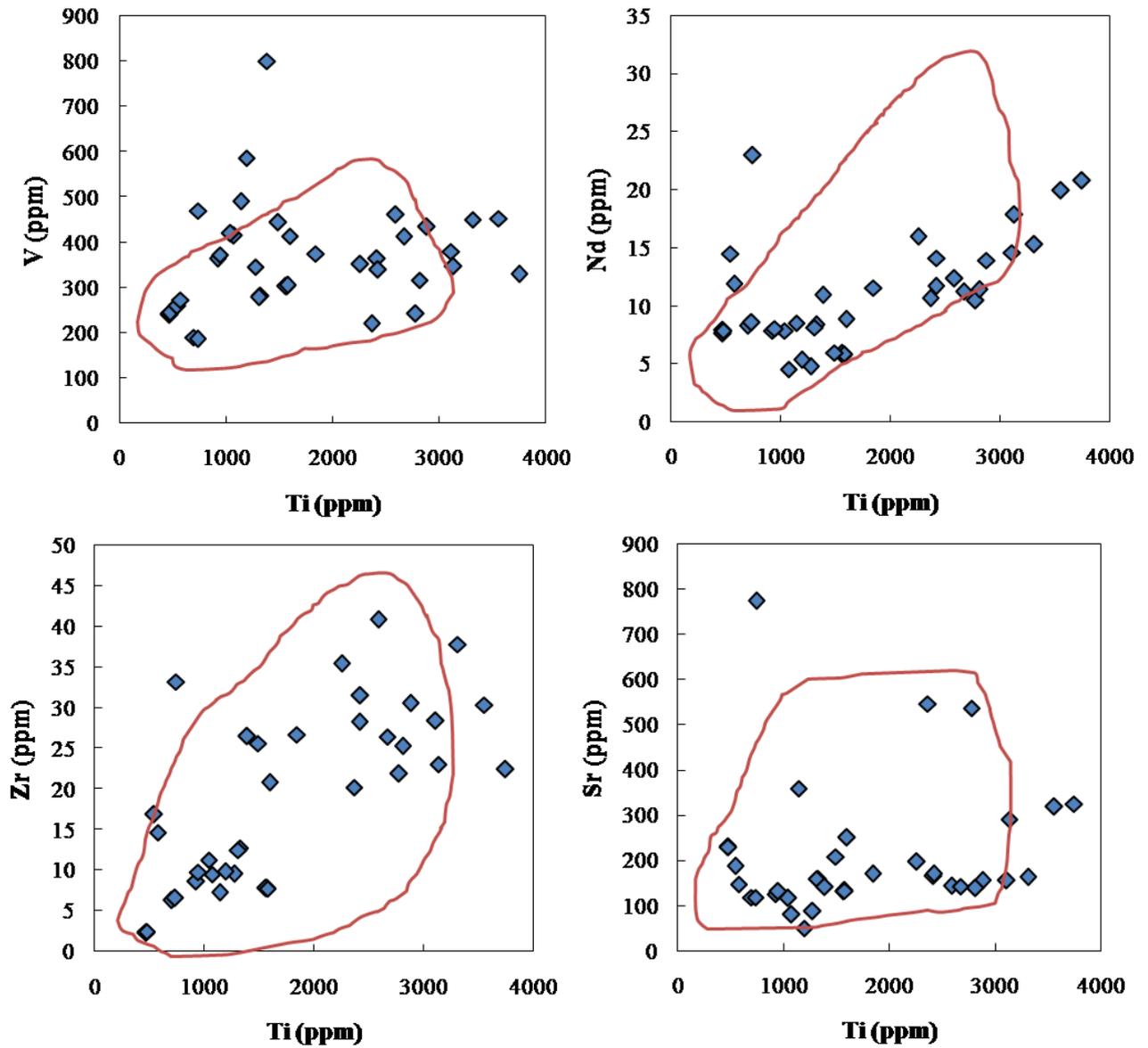


Рис. 67. Бинарные диаграммы соотношений содержаний редких элементов в клинопироксенах перидотитового типа парагенезиса (синие символы). Поля составов клинопироксенов вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса показаны красным контуром.

5.3.3. Вебстерит-пироксенитовый парагенезис

5.3.3.1. Гранат

Порфиробластовые гранаты имеют спектры распределения РЗЭ «с простым обогащением» (**Рис. 68, Рис. 69**). Соотношение $[La/Yb]_n$ в гранатах вебстеритов и пироксенитов обычно ниже 0.001 (Treatise on Geochemistry, 2003). В клинопироксенитах UV201/09 и UV383/09, а также в ортопироксените UV345/08 из трубки Удачная-Восточная данное соотношение немного выше и составляет 0.002–0.008 с более высокими значениями для центральных частей зерен. Концентрации La_n в этих образцах находятся на уровне 0.1, в то время как в остальных образцах La_n в гранате <0.02 . Концентрации Yb_n составляют в вебстеритах 5.0–56.7, в клинопироксенитах 3.2–25.7, в ортопироксенитах 5.5–24.9. Наиболее высокие значения Yb_n (41.1–56.7) определены в трех образцах вебстеритов из трубки Обнаженная (O-173, O-301 и O-550), порфиробласты граната в них содержат ламели минералов группы кричтонита. Соотношения $[Sm/Er]_n$ и $[La/Ce]_n$ в порфиробластовых гранатах всех образцов <1 . Значимые положительные Eu аномалии наблюдаются в трех образцах из трубки Обнаженная: в вебстерите O-107 (1.3–1.6) и в клинопироксенитах O-125 (1.5) и O-1085 (1.6–2.0). Отрицательная Eu аномалия присутствует в гранате из ортопироксенита UV70/03 трубки Удачная-Восточная, отношение Eu/Eu^* равно 0.6–0.7.

Концентрации Zr в порфиробластовых гранатах составляют 3–49 ppm в вебстеритах, 3–114 ppm в клинопироксенитах, 2–66 ppm в ортопироксенитах (**Рис. 70**). Максимальные значения (84–114 ppm) наблюдаются в гранатах из двух образцов трубки Удачная-Восточная UV201/09 и UV383/09. Содержание Sr меньше 1 ppm. Концентрации Sc и V варьируют в следующих пределах: 53–125 и 46–152 ppm в вебстеритах, 36–146 и 48–230 ppm в клинопироксенитах, 76–175 и 88–174 ppm в ортопироксенитах, соответственно (**Рис. 70**).

Как и в породах перидотитового типа парагенезиса, гранат из структур распада в пироксенах отличается от порфиробластовых гранатов тех же пород редкоэлементным составом, что выражается в форме спектра и концентрациях отдельных элементов. В вебстерит-пироксенитовых образцах различия эти более выражены, в эксклюзионных гранатах преобладают ковшеобразные спектры распределения РЗЭ (**Рис. 68, Рис. 69**). Содержания La_n достигают 17.9 (например, в клинопироксените O-1085). Концентрации Yb_n в гранатах, слагающих ламели, обычно ниже (0.7–38.7), чем в порфиробластовых гранатах. Гранат из ламелей обогащен легкими РЗЭ, по сравнению с порфиробластовым гранатом, при этом соотношение $[La/Ce]_n$ обычно >1 (до 3.2).

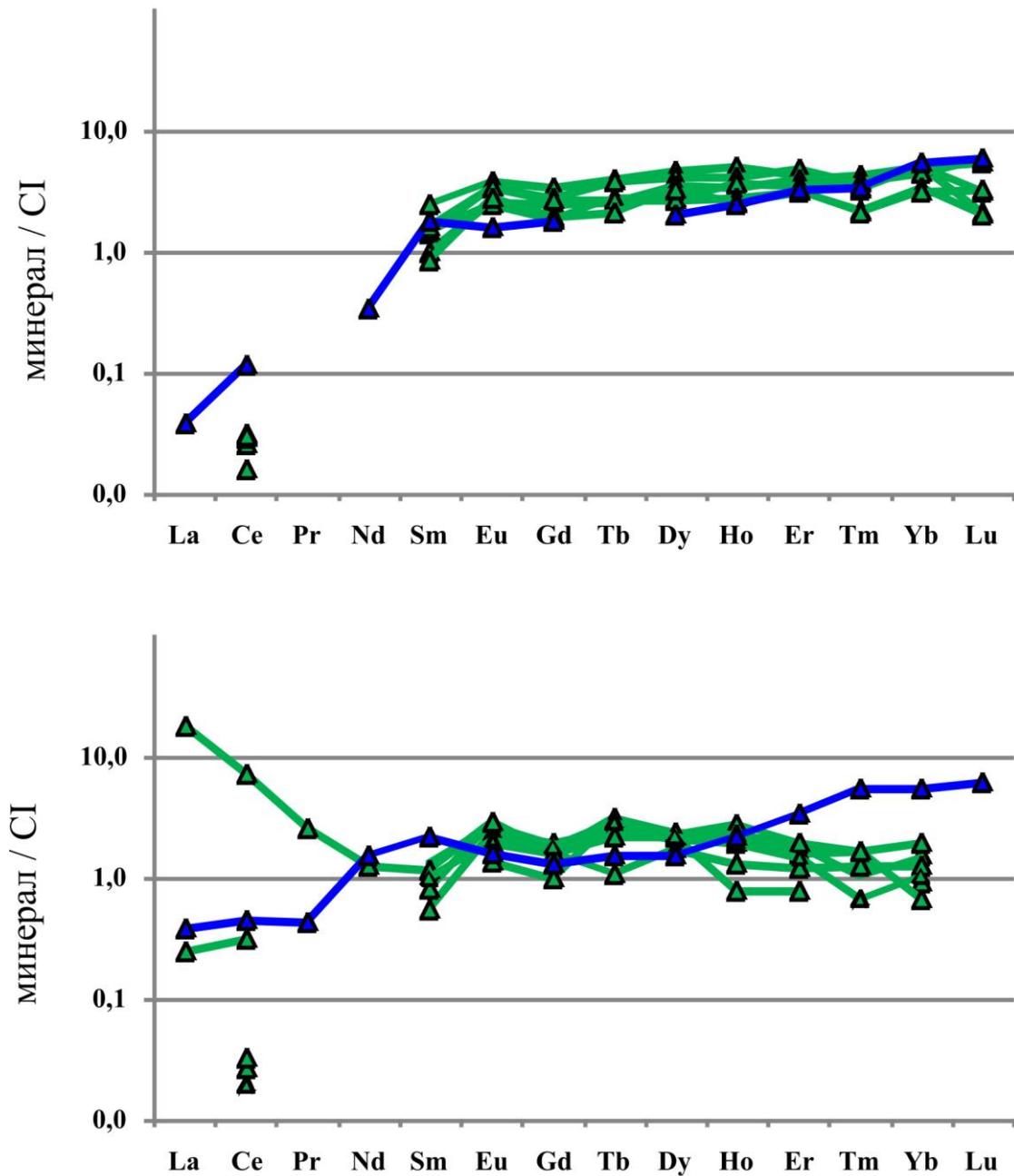


Рис. 68. Нормированные спектры распределения редкоземельных элементов порфиробластового граната (центральные и краевые части) (верхний график) и граната, слагающего ламели в орто- и клинопироксене (нижний график), из пироксенитов I группы. Содержания элементов нормированы на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995). Синие спектры – трубка Удачная, зеленые – трубка Обнаженная.

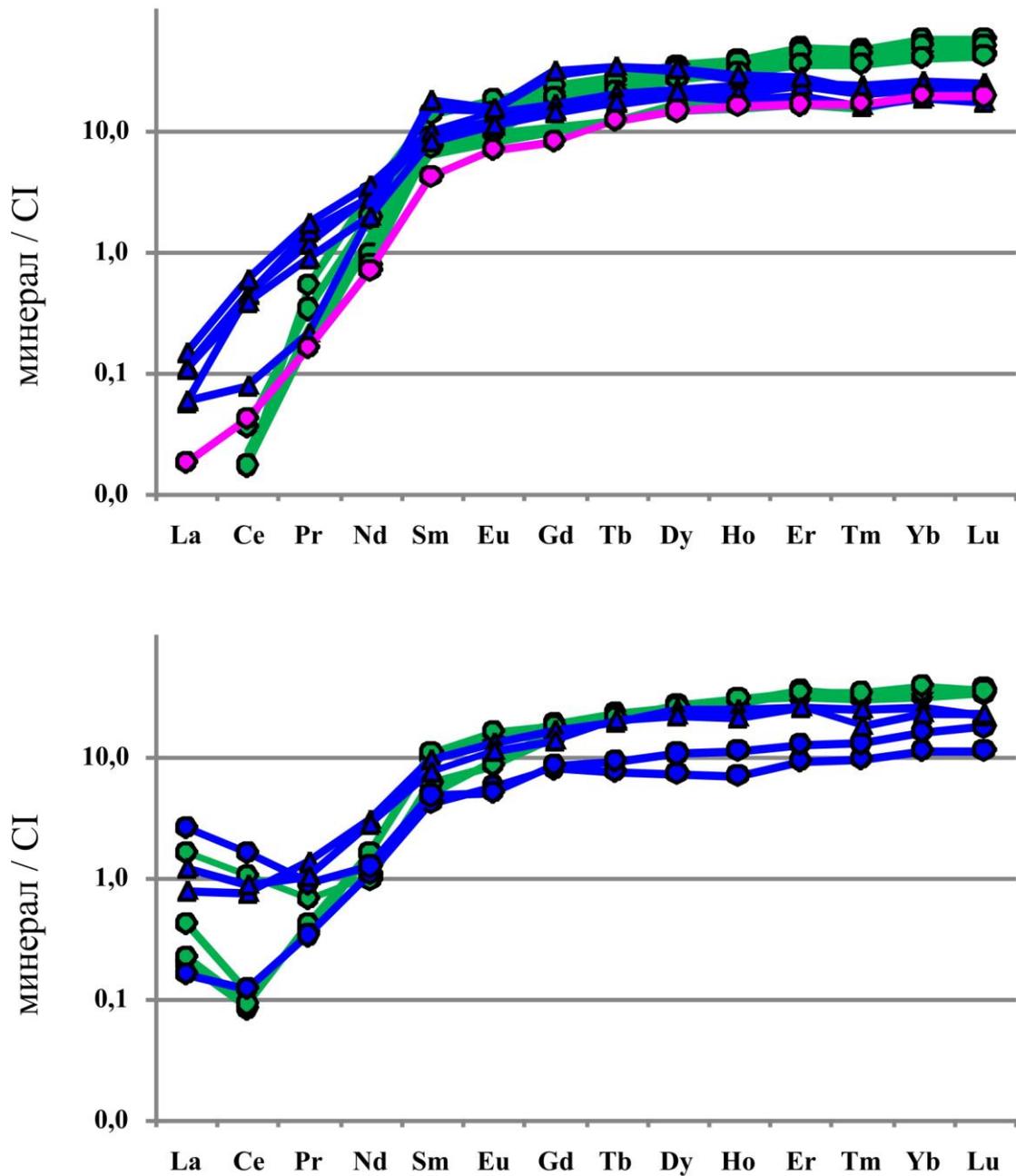


Рис. 69. Нормированные спектры распределения редкоземельных элементов порфиробластового граната (центральные и краевые части) (верхний график) и граната, слагающего ламели в орто- и клинопироксене (нижний график), из пироксенитов II группы. Содержания элементов нормированы на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995). Синие спектры – трубка Удачная, зеленые – трубка Обнаженная, розовый – трубка Мир.

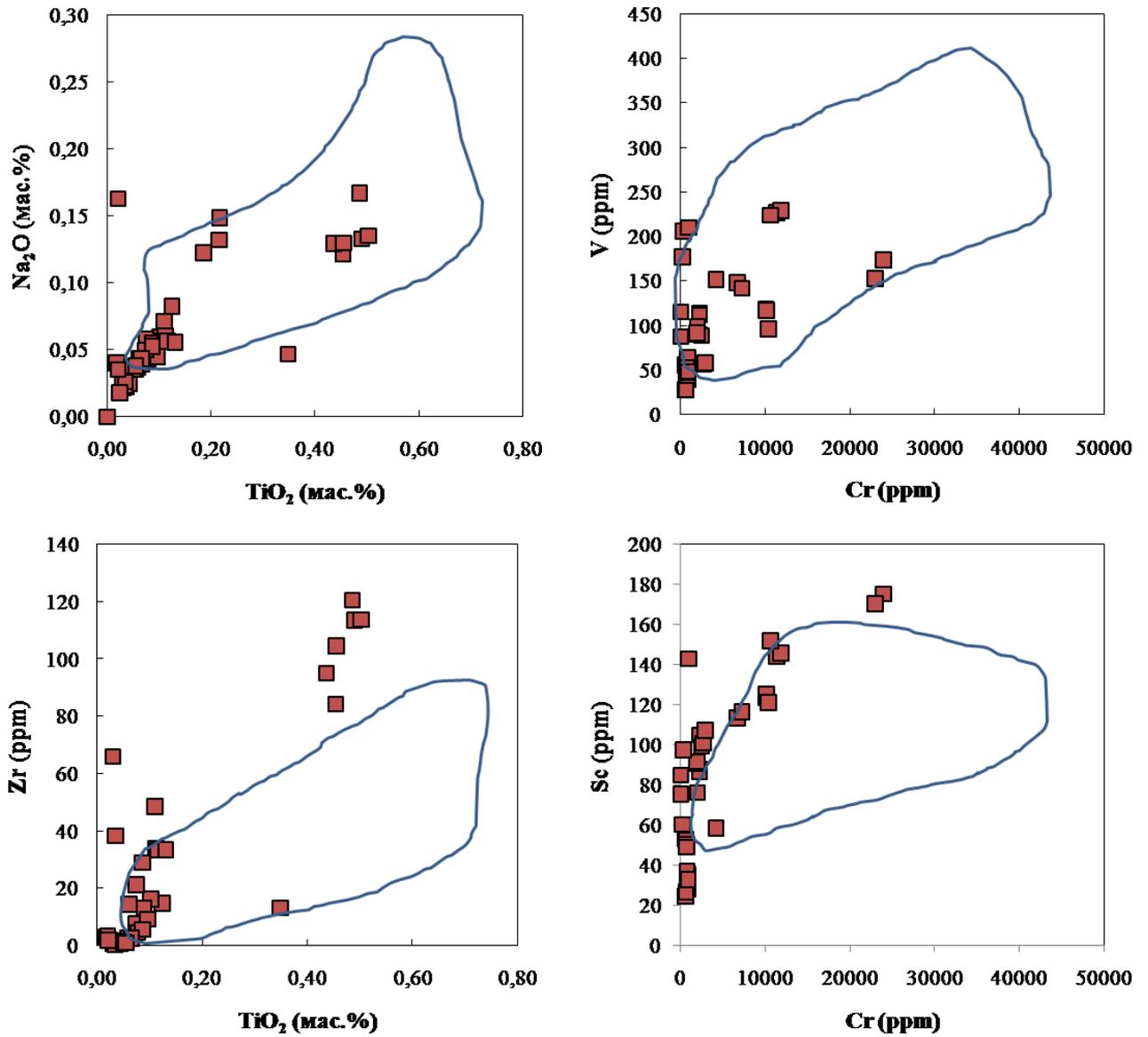


Рис. 70. Бинарные диаграммы соотношений содержаний редких элементов в гранатах вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса (красные символы). Синим контуром показаны поля составов гранатов перидотитового типа парагенезиса.

Положительные Eu аномалии в гранатах из структур распада в пироксенах имеют более выраженный характер по сравнению с порфиробластовыми гранатами. В частности, в клинопироксените О-125 отношение Eu/Eu^* равно 2.5 в ламелях граната (против 1.4 в порфиробластах).

Концентрации Sc и V в гранатах из ламелей обычно ниже, чем в порфиробластовых гранатах тех же образцов (25–171 и 28–224 ppm, соответственно). Содержания Zr также обычно ниже в гранатах, слагающих ламели. Тем не менее, в клинопироксенитах из трубки Удачная-Восточная UV201/09 и UV383/09 концентрации Zr в ламелях граната выше (105–121 ppm), чем в крупных зернах. Содержания Sr в ламелях граната выше, чем в порфиробластах, и достигают 2–9 ppm.

5.3.3.2. Клинопироксен

По характеру распределения РЗЭ в клинопироксенах из ксенолитов вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса выделяются две группы. К первой группе относятся низкотемпературные клинопироксениты и гранат-шпинелевый ортопироксенит, ко второй группе – вебстериты и высокотемпературные клинопироксениты (**Рис. 71, Рис. 72**). В основном спектры имеют выпуклую форму в области легких-средних РЗЭ.

В первой группе значения $[La/Yb]_n$ составляют 30.9–187.3, нормированные концентрации La_n находятся на уровне 4.5–5.2 хондритовых единиц, при этом $Yb_n < 0.2$. Во второй группе отношение $[La/Yb]_n$ равно 3.6–70.5, содержания La_n и Yb_n равны 9.8–61.2 и 0.5–3.4, соответственно. Наиболее высокие значения La_n отмечены в гранатовом вебстерите UV41/03 из трубки Удачная-Восточная (56.8–61.2).

Соотношение $[Nd/Yb]_n$ в пироксенитах первой группы равно 26.7–136.6, для клинопироксенов данной группы характерны относительно высокие значения Ti/Eu (3258–5550). В вебстеритах и пироксенитах второй группы $[Nd/Yb]_n$ составляет 9.0–75.1, отношение Ti/Eu равно 1294–3129. Как и в образцах перидотитового типа парагенезиса, на диаграмме $[La/Yb]_n - Ti/Eu$ точки образцов обеих групп образуют тренд, соответствующий силикатному метасоматозу (**Рис. 66**) (Coltorti et al., 1999).

Положительная Eu аномалия присутствует в клинопироксенах из трех ксенолитов трубки Обнаженная (пироксениты первой группы): Eu/Eu^* составляет 1.8 в О-107, 1.5–1.6 в О-125, 1.5 в О-1085. Отрицательная Eu аномалия ($Eu/Eu^* = 0.7–0.8$) отмечается клинопироксене из ортопироксенита UV345/08 (пироксенит первой группы). В пироксенитах второй группы значения Eu/Eu^* не значимы.

Редкоэлементный состав порфиробластового клинопироксена варьирует от центра к краю почти во всех образцах вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса. Центры зерен обогащены тяжелыми РЗЭ по сравнению с краями порфиробластов.

Абсолютные концентрации Sr в клинопироксенах равны 88–577 ppm, превышая значения для примитивной мантии в 4–29 раз (McDonough, Sun, 1995). В вебстеритах М5/01 (567 ppm) и О-550 (565–577 ppm), а также в клинопироксените О-1085 (491–556 ppm) содержания стронция наиболее высоки.

В клинопироксенах из пироксенитов первой группы концентрации Zr составляют 2–7 ppm, тогда как в пироксенитах-вебстеритах второй группы они достигают 8–44 ppm (**Рис. 73**). Как и в перидотитовых ксенолитах, содержания Sc в клинопироксенах ниже (22–82 ppm), чем в гранатах тех же образцов. В то же время содержания V равны 149–241 ppm в первой группе клинопироксенов и 244–542 ppm во второй группе (**Рис. 73**). Содержание Nd в клинопироксенах вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса варьирует от 2 до 30 ppm (**Рис. 73**). Максимальные значения отмечены в вебстеритах второй группы: в образцах О-550 (28–30 ppm) и О-173 (18–20 ppm) из трубки Обнаженная, UV41/03 (27–28 ppm) из трубки Удачная-Восточная, М5/01 (16 ppm) из трубки Мир.

Редкоэлементный состав ламелей и мелких зерен клинопироксена в ортопироксене-хозяине практически идентичен составам клинопироксена из порфиробластов (**Рис. 71, Рис. 72**).

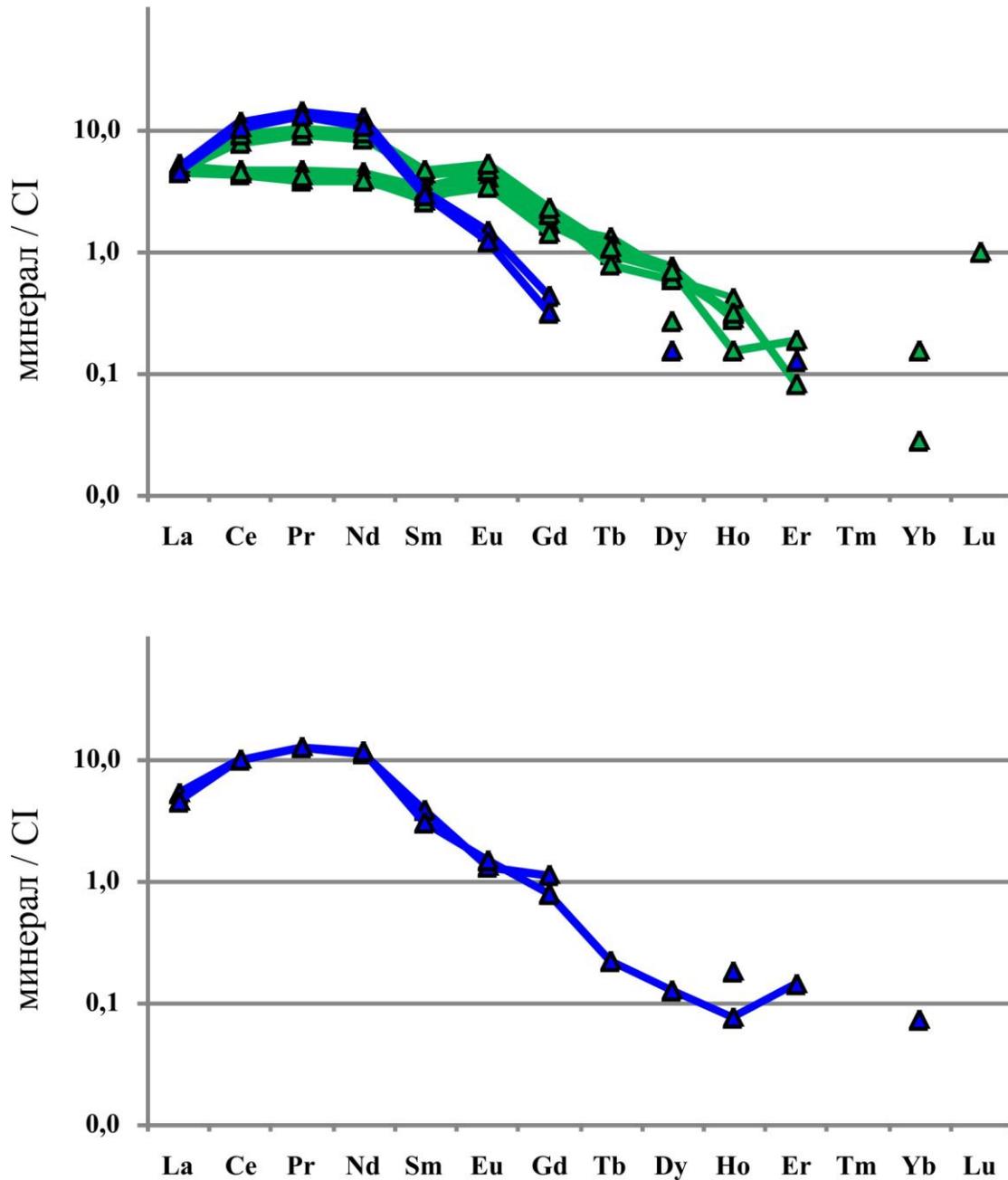


Рис. 71. Нормированные спектры распределения редкоземельных элементов порфиробластового клинопироксена (центральные и краевые части) (верхний график) и клинопироксена, слагающего ламели в ортопироксене и включения в гранате (нижний график), из пироксенитов I группы. Содержания элементов нормированы на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995). Синие спектры – трубка Удачная, зеленые – трубка Обнаженная.

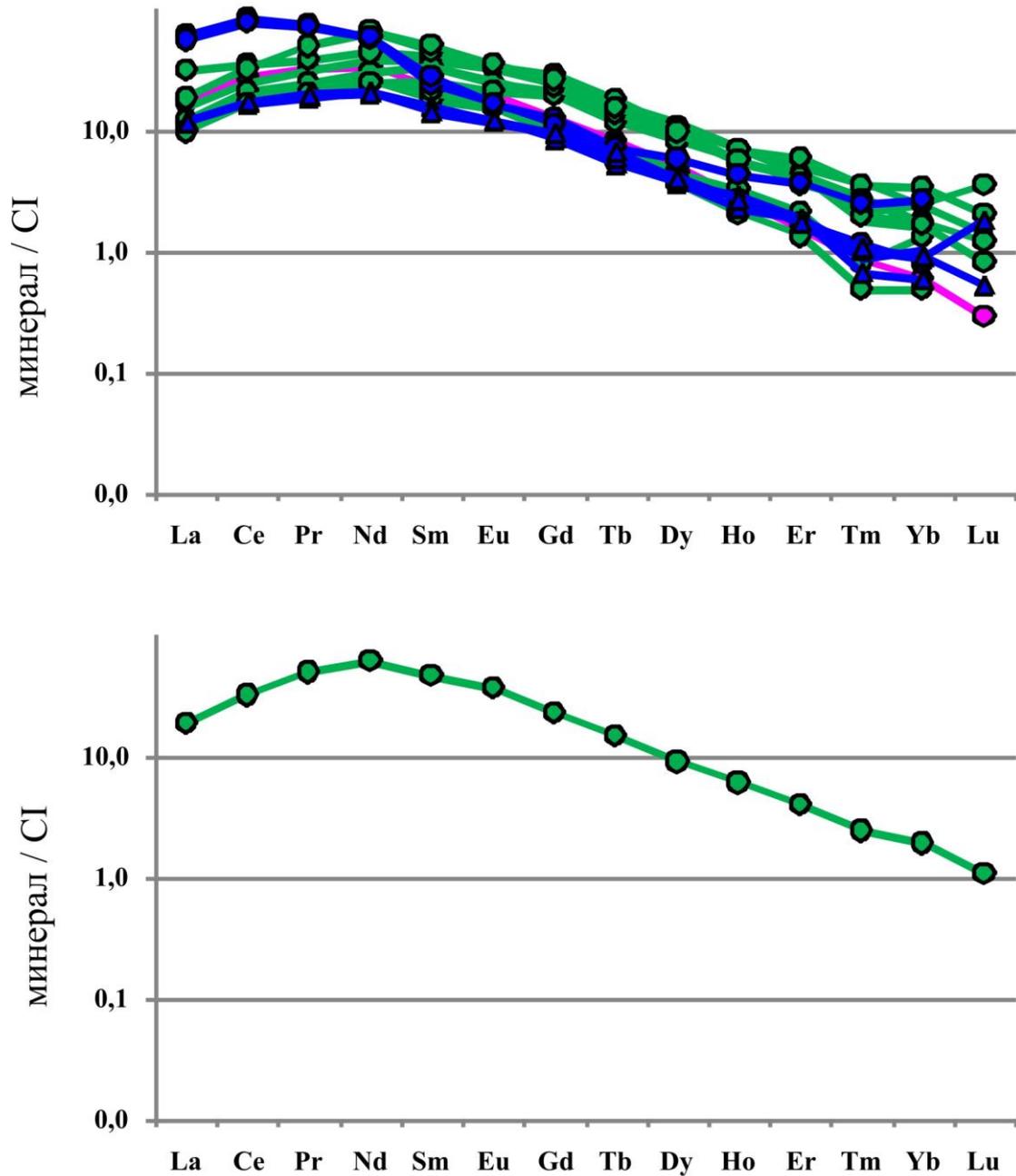


Рис. 72. Нормированные спектры распределения редкоземельных элементов порфиробластового клинопироксена (центральные и краевые части) (верхний график) и клинопироксена, слагающего ламели в ортопироксене и включения в гранате (нижний график), из пироксенитов II группы. Содержания элементов нормированы на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995). Синие спектры – трубка Удачная, зеленые – трубка Обнаженная, розовый – трубка Мир.

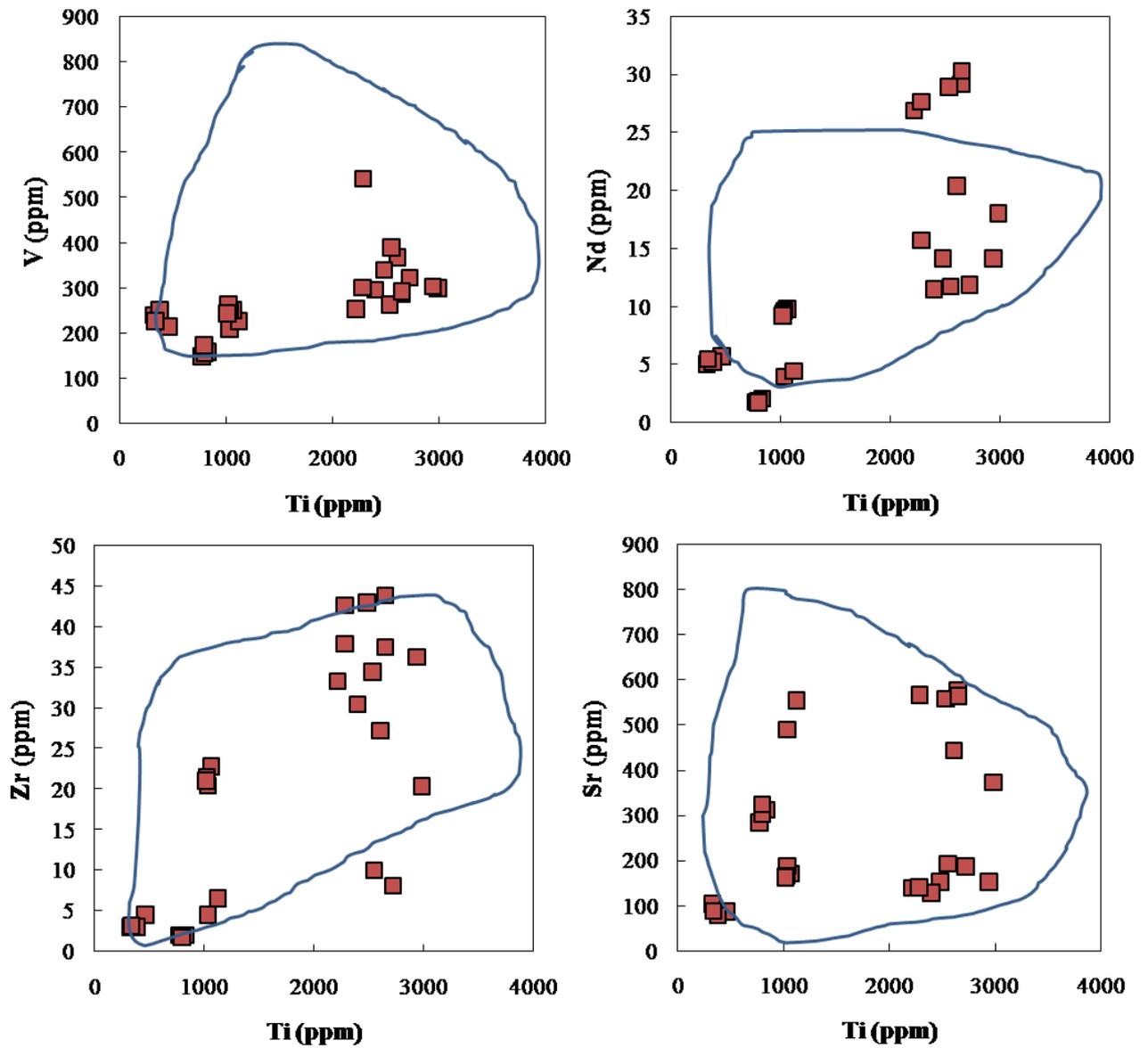


Рис. 73. Бинарные диаграммы соотношений содержаний редких элементов в клинопироксенах вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса (красные символы). Поля составов клинопироксенов перидотитового типа парагенезиса показаны синим контуром.

5.3.4. Эклогитовый парагенезис

5.3.4.1. Гранат

Среди пород эклогитового парагенезиса проанализированы гроспидит LUV134/10 и коэситовые эклогиты UV58/10 и UV662/11 трубки Удачная.

Распределение РЗЭ в гранате образца LUV134/10 отличается от распределений в гранатах перидотитового и вебстерит-пироксенитового типов парагенезисов. Гранат из порфиробластов обогащен средними РЗЭ с Eu_n на уровне 13–15 хондритовых единиц, при этом деплетирован по легким и тяжелым РЗЭ (Рис. 74). Отношение $[La/Yb]_n$ составляет 0.020 в порфиробластах и 0.164 в гранате из симплектитов. Концентрации La_n и Yb_n находятся на уровне 0.1 и 3.2–3.3 в порфиробластах, в то время как в симплектитах 0.6 и 3.6, соответственно. Соотношения $[Sm/Er]_n > 1$ и составляет 1.9–2.2 в порфиробластах и 2.4 в симплектитовых гранатах. Отношение $[La/Ce]_n < 1$, однако оно выше в симплектитовом гранате (0.8) и близко к единице. В спектре распределения РЗЭ отчетливо проявляется положительная Eu аномалия, Eu/Eu^* равно 1.7–2.2.

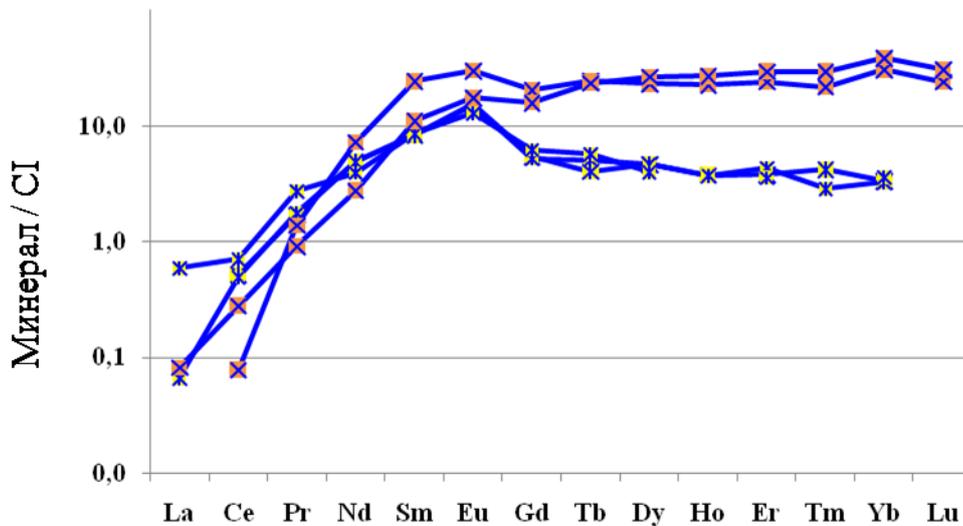


Рис. 74. Нормированные спектры распределения редкоземельных элементов граната в ксенолитах эклогитового парагенезиса из трубки Удачная-Восточная. Содержания элементов нормированы на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995). Синие спектры – трубка Удачная. Крестики – коэситовые эклогиты, звездочки – гроспидит.

5.3.4.2. Клинопироксен

По сравнению с составами клинопироксенов перидотитового и вебстерит-пироксенитового типов парагенезисов, клинопироксены из гроспидита LUV134/10 значительно деплетированы по редкоземельным элементам (**Рис. 75**). Содержание La_n в реликтах клинопироксена находится на уровне 0.3 хондритовых единиц.

В случае с коэситовыми эклогитами, распределение средних и тяжелых РЗЭ в клинопироксенах этих образцов аналогично распределениям в некоторых перидотитах и вебстеритах-пироксенитах. Отличие заключается в резко деплетированном характере распределения легких РЗЭ (до Nd). Концентрации La_n в эклогитовых клинопироксенах составляют 0.1–1.1 (**Рис. 75**). Значения $[La/Yb]_n$ равны 0.3–4.1, при этом $Yb_n = 0.2$. Соотношение $[Nd/Yb]_n$ составляет 15.4–38.9 и укладывается в интервал значений для вебстеритов-пироксенитов второй группы (9.0–75.1). Аномалии по Eu в клинопироксенах коэситовых эклогитов не отмечено.

Абсолютные концентрации Zr в клинопироксенах из гроспидита и коэситовых эклогитов равны 14–41 ppm. Похожий интервал значений был отмечен в пироксенитах-вебстеритах второй группы (8–44 ppm). Содержания Sr, Sc и V составляют 109–324 ppm, 11–36 ppm и 44–473 ppm, соответственно. Концентрации Nd в клинопироксенах изученных эклогитов относительно низкие и не превышают 5 ppm. В клинопироксене из гроспидита LUV134/10 зафиксировано крайне низкое значение Mn, равное 61 ppm.

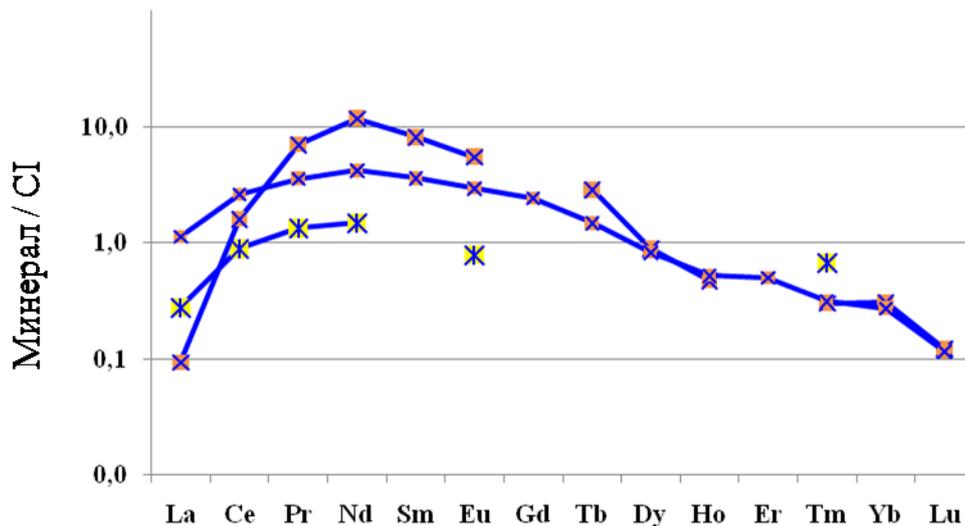


Рис. 75. Нормированные спектры распределения редкоземельных элементов клинопироксена в ксенолитах эклогитового парагенезиса из трубки Удачная-Восточная. Содержания элементов нормированы на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995). Синие спектры – трубка Удачная. Крестики – коэситовые эклогиты, звездочки – гроспидит.

5.4. Реконструкция составов исходных гомогенных минералов

Изученные ксенолиты содержат парагенетические минеральные ассоциации, которые свидетельствуют об их сложной и продолжительной субсолидусной истории. Для того, чтобы определить условия, в которых могли образоваться протолиты пород, были рассчитаны химические составы исходных гомогенных минералов (**Таблица Г.1, Таблица Г.2 и Таблица Г.3, Приложение Г**) путем сложения объемных содержаний минерала-хозяина и продуктов распада известного состава и плотности. Для лерцолитовых ксенолитов из трубки Лахтойоки не выполнялись оценки составов исходных гомогенных пироксенов в связи с тем, что ортопироксены в породах замещаны кварцем, таким образом, данные по их составам отсутствуют.

5.4.1. Перидотитовый и вебстерит-пироксенитовый типы парагенезисов

5.4.1.1. Реконструированные составы клинопироксена

Реконструированные составы клинопироксенов по содержанию компонентов варьируют в пределах $Wo_{38-48,6}En_{45-54,4}Fs_{2,4-12}$ для изученных ксенолитов пироксенитов и перидотитов. Расчетные составы клинопироксенов из обеих групп пород отличаются более высокими содержаниями MgO (13.1-16.7 мас.%) и Al_2O_3 (2.0-10.1 мас.%) от составов порфиробластового клинопироксена в матрице соответствующих ксенолитов, полученных при рентгеноспектральном микроанализе (далее измеренных составов). Кроме того, в некоторых образцах реконструированные составы клинопироксена имеют относительно высокие концентрации TiO_2 (до 1.5 мас.%). Наиболее высокие содержания TiO_2 (1-1.5 мас.%) получены для реконструированных составов клинопироксена из ксенолитов вебстеритов (О-264, О-173, М5/01), оливинового вебстерита (О-207) и лерцолита (О-571) из кимберлитовых трубок Обнаженная и Мир (**Таблица Г.1 и Таблица Г.2, Приложение Г**). В породах вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса при сравнении измеренных и реконструированных составов клинопироксенов в последних отмечаются более низкие содержания жадеитового компонента (до 20.5 мол.% против 1.2-26.2 мол.%) и более высокие содержания Са-чермакитового компонента (до 10.9 мол.% против 0-4.9 мол.%). Предполагается, что катионы алюминия перераспределяются в клинопироксенах из IV в VI координацию в ходе процесса распада твердых растворов. Наиболее отчетливо перераспределение катионов Al проявлено в клинопироксените О-125 из трубки Обнаженная, в котором в измеренных составах клинопироксена находится 1.8 мол.% Са-чермакитового и 26.2 мол.% жадеитового компонентов, в то время как в реконструированных составах содержания данных компонентов составляют 10.9 мол.% и 20.5 мол.%, соответственно. В оливинном вебстерите М4/01 (трубка

Мир) реконструированный состав клинопироксена характеризуется содержанием Cr_2O_3 выше (3.25 мас.%), чем в проанализированном составе клинопироксена матрицы (2.41 мас.%).

5.4.1.2. Реконструированные составы ортопироксена

Реконструированные составы ортопироксена содержат $\text{En}_{75.7-93.8}\text{Fs}_{5.1-23.9}$ и по составу близки ортопироксенам матрицы, отличаясь лишь более высокой долей волластонитового компонента (0.4-4.2 мол.%). По реконструированным составам можно предположить, что эти пироксены кристаллизовались при высоких температурах и давлениях, кроме того, по составу они характеризовались относительно высокими содержаниями Al_2O_3 (до 6.3 мас.%) с содержаниями Са-чермакитового компонента до 12.3 мол.%. Содержания СаО и TiO_2 составляют до 2.1 мас.% и 1.0 мас.%, соответственно (**Таблица Г.1** и **Таблица Г.2, Приложение Г**). Реконструированные составы ортопироксена из оливинового вебстерита О-436 и ортопироксенита UV345/08 характеризуются относительно высокими содержаниями Cr_2O_3 (1.3 мас.% и 1.2 мас.%, соответственно) по сравнению с измеренными составами ортопироксена матрицы. Содержания Na в реконструированных составах немного выше, чем в измеренных составах. Например, в вебстерите M5/01 из трубки Мир содержание Na_2O в матричном ортопироксене составляет 0.06 мас.%, тогда как в реконструированном ортопироксене содержание Na_2O равно 0.24 мас.%.

5.4.1.3. Реконструированные составы граната

По главным элементам реконструированные составы граната несущественно отличаются от составов граната, полученных при рентгеноспектральном микроанализе, и имеют сходные содержания пиропового, альмандинового и уваровитового компонентов ($\text{Prp}_{45.7-75.4}\text{Alm}_{12-43.7}\text{Uv}_{0.1-12}$). Содержания гроссулярового (<7.9 мол.%) и андрадитового (<4.9 мол.%) компонентов в реконструированных составах несколько ниже, чем измеренные в порфиробластовых гранатах. Реконструированные составы обычно имеют более высокие содержания TiO_2 (до 1.9 мас.%). Наиболее высокие значения TiO_2 наблюдаются в гранатах из оливиновых вебстеритов UV223/09 и UV127/09 трубки Удачная, в которых они равны 1.6-1.9 мас.% (**Таблица Г.1** и **Таблица Г.2, Приложение Г**). Порфиробласты граната в ортопироксените UV70/03 вмещают около 1 об.% ламелей апатита, в реконструированном составе граната содержания СаО выше, чем в измеренном микрозондовом составе (3.6 мас.% и 3.21 мас.%, соответственно). Реконструированные составы граната с тонкими структурами распада равны измеренным составам. Следует отметить, что в ксенолитах перидотитового и вебстерит-пироксенитового типов парагенезисов из трубок Якутии реконструированные составы гранатов, содержащих развитые структуры распада, близки измеренным составам

гранатов с тонкими структурами распада. Они сопоставимы с составами низкохромистых разновидностей гранатов в ксенолитах деформированных перидотитов и гранатов мегакристовой ассоциации из кимберлитов Якутии (Похиленко, Соболев, 1978; Барашков, 1981; Лазько и др., 1983; Соловьева и др., 2008; Agashev et al., 2013), Канады (Hood, McCandless, 2004; Korylova et al., 2009) и других районов.

5.4.2. Эклогитовый парагенезис

5.4.2.1. Реконструированные составы клинопироксена

Реконструированные составы клинопироксенов эклогитов близки составам порфиробластового клинопироксена в матрице ксенолитов ($\text{Aug}_{45-77}\text{Jd}_{17-48}\text{Aeg}_{0-11}$), где $\text{Aug} = \text{Di} + \text{Nd} + \text{En} + \text{Fs} + \text{CaTs} + \text{CaEs}$. Расчетные составы отличаются более высокими содержаниями TiO_2 (до 2.43 мас.%) и P_2O_5 (до 0.5 мас.%) с максимальными значениями для коэситового эклогита UV662/11 (трубка Удачная) (Таблица Г.3, Приложение Г). В компонентном составе это выражено в более высоких содержаниях Na-Ti-пироксена (NaTi Crx 2–5 мол.%), чем в измеренных составах (NaTi Crx 1–2 мол.%). Содержания компонентов Са-Эскола и Са-Чермака в реконструированных составах несколько выше (1–8 и 3–11 мол.%, соответственно), чем в измеренных составах (0–6 и 1–8 мол.%, соответственно). Разница в содержаниях Са-Al- (Са-Эскола и Са-Чермака) и Na-Ti-компонентов пироксенов объясняется перераспределением катионов в позициях M1 (Al^{VI} и Ti) и M2 (Са и Na), вероятно, имевшим место в ходе реакций распада твердых растворов.

5.4.2.2. Реконструированные составы граната

По соотношению пиропового, альмандинового и гротсулярового компонентов реконструированные составы граната несущественно отличаются от составов граната, полученных при рентгеноспектральном микроанализе ($\text{Prp}_{15-63}\text{Alm}_{26-44}\text{Gr}_{86-55}$). Содержания Ti-компонентов в реконструированных составах несколько выше (1–3 мол.%), чем измеренные в порфиробластовых гранатах (суммарно менее 1.1 мол.%). Реконструированные составы обычно имеют более высокие содержания TiO_2 (0.37–1.18 мас.%). Максимальные значения TiO_2 (1.18 мас.%) отмечаются в составе граната из коэситового эклогита UV662/11 (трубка Удачная) (Таблица Г.3, Приложение Г). Содержание P_2O_5 достигает 0.11–0.12 мас.% в составе гранатов из эклогитовых ксенолитов трубки Удачная (UV662/11, UV58/10 и LUV134/10). В этих образцах порфиробласты граната содержат апатит среди продуктов распада.

Глава 6. Происхождение структур распада в пироксенах и гранатах перидотитов, вебстеритов-пироксенитов и эклогитов из кимберлитов Якутии и Финляндии

6.1. Преобразование структур распада твердых растворов

Выяснение образования морфологически и минералогически разнообразных экссолюционных структур в пироксенах и гранатах дает представление о происхождении и эволюции рассматриваемого набора мантийных ксенолитов. В данном разделе обсуждаются стехиометрические и нестехиометрические замещения катионов, с помощью которых можно описать образование экссолюционных ламелей, наблюдаемых в порфиробластах пироксенов и граната.

Морфология минералов, образовавшихся в результате распада твердых растворов, на ранних стадиях определяется кристаллической структурой родительского минерала (Хисина, 1987; Boudeulle, 1994). Так в пироксенах кубические минералы (гранат, шпинелиды), минералы средней категории симметрии (рутил) имеют удлиненную и/или пластинчатую морфологию. Однако при отжиге (перекристаллизации) эти минералы преобразуются в изометричные или вытянутые ланцетовидные зерна. Ильменит в пироксенах способен длительное время находиться в виде тонких пластинок. При выпадении пироксенов преобразование структур распада происходит быстрее в связи со сходством кристаллических структур орто- и клинопироксена (Champness, Lorimer, 1973; Патнис, МакКоннелл, 1983).

Направления ориентировки структур распада в гранатах обусловлены пространственным расположением октаэдрических позиций катионов (в основном ^{VI}Al). Протекание реакций распада твердых растворов в гранатах определяется скоростями диффузии катионов Ti^{4+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , $^{VI}Si^{4+}$, занимающих октаэдрические позиции. В целом в гранатах значительно ниже содержание продуктов распада на единицу объема (по сравнению с пироксенами), что может быть обусловлено более низким содержанием в них изоморфных примесей, участвующих в реакциях распада.

При изучении структур распада твердых растворов в пироксенах в работах (Ried, Fuess, 1986; Sautter, Fabries, 1990; Weinbruch et al., 2003) отмечались ряды морфологических переходов продуктов распада. В нашем случае наблюдался следующий порядок преобразований морфологии продуктов распада пироксенов: тонкие ламели – крупные ламели – ламели, переходящие в зерна – зерна, содержащиеся в минерале-хозяине – зерна на контакте с минералом-хозяином.

Взаимоотношения минералов указывают на то, что продукты распада в минералах исследованных ксенолитов обычно проявляются в последовательном ряде: тонкие ламели →

крупные ламели. Последовательное укрупнение выделившихся индивидов приводит к увеличению объема продуктов распада с течением времени. При длительном отжиге стадия укрупнения сменяется перекристаллизацией структур распада и образуются: ламели, переходящие в зерна → скопления выделившихся зерен → выделившиеся зерна на границе минерала-хозяина. Подобные ряды преобразований продуктов распада ранее отмечались в пироксенах из прослоев гранатовых пироксенитов в орогенных массивах (например, Sautter, Fabriès, 1990) и в мантийных ксенолитах (например, Mercier, Nicolas, 1975; Соловьева и др., 1994; Huang et al., 2007), а также в экспериментальных продуктах (например, Ried, Fuess, 1986; Weinbruch et al., 2003). Хотя эта обобщенная модель учитывает большинство особенностей структур распада, наблюдаемых в порфиробластах пироксенов, некоторые экссолюционные выделения граната, оксидов и пироксенов появляются в последовательностях, которые несколько отличаются друг от друга. В частности, ламели шпинели и ильменита в пироксенах, как правило, не укрупняются до зерен более 500 мкм.

Известно, что в ходе преобразования экссолюционных структур система стремится к равновесию за счет уменьшения поверхностной свободной энергии (Clarke, Pe-Piper, 1983; Sautter, Fabriès, 1990). Так, в нашем случае выявлена возможная последовательность преобразования морфологии образующихся в ходе распада минералов, которая соответствует стадийности процессов: образование ламелей – укрупнение ламелей – преобразование части ламели в зерна – полное преобразование ламели в зерно – удаление зерна из минерала-хозяина. Три последних процесса соответствуют стадии перекристаллизации структур распада. Стадия перекристаллизации отличается для разных продуктов распада, при преобразовании морфологии продуктов распада некоторые промежуточные стадии не сохраняются. Так, при выпадении пироксенов характерна последовательность процессов: формирование ламелей – их укрупнение – формирование зерен на границе минерала-хозяина. Стадия преобразования ламелей в зерна в минерале-хозяине обычно сокращена (хотя иногда фиксируется полный цикл преобразований продуктов распада). Причиной тому может служить сходство структур орто- и клинопироксена, малые затраты энергии на преодоление напряжений кристаллической структуры, высокие скорости диффузии в результате высокого градиента химического потенциала, устойчивость пироксенов в широких интервалах температур и давлений (Хисина, 1987; Putnis, 1992). При выпадении граната из пироксена стадия преобразования ламелей в зерна в минерале-хозяине растянута и осложнена промежуточными переходами крупных ламелей в тонкопластинчатый или зернистый агрегат, и затем в индивидуальные зерна. Наилучшим образом все стадии преобразования ламелей граната проиллюстрированы в гранатовом клинопироксените О-125. Преобразование морфологии ламелей граната в зерна может быть связано с особенностью его кристаллической структуры: кубическая сингония

предполагает стремление к образованию изометричных зерен. Ламели рутила, шпинели и ильменита чаще сохраняются на стадии их формирования, реже встречается укрупнение и преобразование ламелей в зерна. Причинами тому могут быть: 1) низкая концентрация ламелей в минерале-хозяине и, следовательно, сложность собирательной перекристаллизации, то есть сложность диффузии вещества в зону роста ламелей; 2) структурный фактор – различие структур оксидов и пироксенов; низкое кристаллизационное давление шпинели по отношению к пироксенам (в отличие от граната с высоким кристаллизационным давлением по отношению к пироксенам); 3) недостаточное количество времени для осуществления перекристаллизации в поле устойчивости шпинели; 4) низкие скорости диффузии (Sen, Jones, 1988; Jerde et al., 1993; Becker, 1997).

По имеющимся данным не представляется возможности однозначно определить, какому механизму распада (спинодальный распад, механизм зарождения и роста) соответствует наблюдаемый нами распад в пироксенах. Тем не менее, образование ламелей пироксенов в пироксенах могло происходить по механизму спинодального разложения лишь на ранних стадиях, как описывается в экспериментальных работах (Ried, Fuess, 1986; Weinbruch et al., 2003). Выделение двух стадий процесса распада – нуклеация ламелей и укрупнение ламелей (coarsening) – недостаточно для его полного описания (Huang et al., 2007), последней стадией формирования экссолюционных структур является процесс их перекристаллизации. Графически эти процессы показаны на **Рис. 76**. Предполагается, что при распаде в природных системах значительную роль играет наличие исходных дефектов в кристаллической структуре пироксенов (Sautter, Fabries, 1990). Для того чтобы произошла смена механизма – образование зерен (крупные дефекты) из ламелей, – необходимы дополнительные факторы.

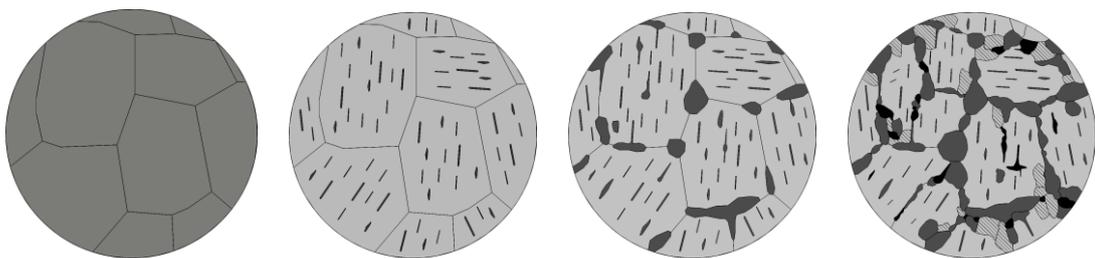


Рис. 76. Графическое представление преобразования исходных минералов (и пород) в ходе процессов распада твердых растворов и перекристаллизации новообразованных структур распада.

Выпадение рутила, ильменита, шпинелидов, амфибола, граната, апатита из пироксенов не противоречит кристаллографическим и термодинамическим принципам (Патнис, МакКоннелл, 1983; Хисина, 1987; Boudeulle, 1994). Тем не менее, различие кристаллических структур минерала-хозяина и продуктов распада предполагает реализацию реакций распада в

соответствии с механизмом зарождения и роста, при котором между минералом-хозяином и выделившимися минералами формируются полукогерентные и некогерентные границы.

В ходе перекристаллизации структур распада твердых растворов в пироксенах формировались цепочечные структуры, переходящие затем в равномернозернистый агрегат. Аналогичные выводы были сделаны Соловьевой и др. (1994) при исследовании коллекции вебстеритов и пироксенитов из кимберлитовых трубок Обнаженная и Удачная. Во многих работах описаны цепочечные структуры, сложенные изометричными зернами граната вокруг и внутри порфиробластов клино- и ортопироксена, образование которых связывают с перекристаллизацией исходных структур распада в пироксенах (Becker, 1997; Соловьева и др., 1994; Dawson, 2004; Alifirova et al., 2012a). Изучение экссолюционных структур с гранатом в ортопироксенах гарцбургитов позволило предложить гипотезу происхождения хотя бы части граната в литосферной мантии в результате распада твердого раствора пироксена (например, Dawson, Smith, 1973; Cox et al., 1987; Simon et al., 2003; Dawson, 2004). Ламели граната разнообразной морфологии представляются наиболее распространенными в структурах распада в клинопироксене из мантийных ксенолитов эклогитов (например, Jerde et al., 1993). Этот факт, в свою очередь, позволил предположить, что некоторые верхнемантийные эклогиты могли образоваться в результате распада твердых растворов пироксенов и последующей перекристаллизации структур распада (Smyth et al., 1984). В таком случае распад может иметь породообразующее значение. Намечается цепочка преобразований структур мантийных пород от крупно-, неравномернозернистых к мелко-, равномернозернистым. Данные предположения согласуются с выводами из работ (Clarke, Pe-Piper, 1983; Griffin et al., 1984; Dawson, 2004; Huang et al., 2007).

Минералы, найденные в продуктах распада гранатов, среди которых находятся пироксены, рутил, ильменит, оливин, коэсит (и параморфозы кварца по коэситу), апатит, минералы группы кричтонита, хромит и другие (**Таблица 3**), отличаются от граната по кристаллической структуре. Тем не менее, этот факт не может рассматриваться, как препятствие для образования данного набора минералов в результате распада твердых растворов исходных гранатов. Минералы, слагающие продукты распада в гранатах, закономерно ориентированы в матрице минерала-хозяина. Их выпадение обусловлено реакциями распада с участием определенных изоморфных компонентов (см. раздел **6.2.**), вхождение которых в большинстве случаев подтверждено экспериментально. Находки указанных минералов в структурах распада не противоречат кристаллографическим и термодинамическим принципам теории твердых растворов (Boudeulle, 1994; Патнис, МакКоннелл, 1983).

Морфологические особенности минералов из структур распада гранатов (раздел 4.2.) косвенно подтверждают их субсолидусное происхождение. Как и в пироксенах, в гранатах намечаются последовательные ряды преобразования морфологии продуктов распада: субмикронные ламели – ламели пластинчатой и игольчатой морфологии – ламели, переходящие в зерна. Смена морфологии продуктов распада отвечает переходу от стадии зарождения к стадии укрупнения в процессе распада твердых растворов. В имеющейся коллекции не обнаружено стадии перекристаллизации продуктов распада. Тем не менее, в экспериментальных продуктах (Dobrzhinetskaya et al., 2004) и в природных образцах (Spengler et al., 2006) сообщалось о нахождении выделившихся минералов в виде зерен на границе граната-хозяина наряду с ламелями внутри него.

Наблюдаемые в гранатах тонкие структуры распада, например, в гранатовом оливиновом вебстерите M31/01 (трубка Мир), гранатовом клинопироксените UV201/09 (трубка Удачная), гранатовых лерцолитах из трубок Удачная (UV241/09, UV831/09) и Лахтойоки (Ка-1, Ка-2, Ка-6), вероятно, представляют собой продукты распада, сохранившиеся на начальных стадиях образования. Подобного рода неоднородности в структуре гранатов, ориентированные по плоскостям ромбододекаэдра {110}, отмечались В.П. Афанасьевым с соавторами (Афанасьев и др., 2001). В работе Ван Роермунда с соавторами (van Roermund et al., 2000) с помощью просвечивающей электронной микроскопии в гранатах, содержащих структуры распада, установлены субмикронные дислокации. По-видимому, наличие дефектов определяет ход распада исходного граната. В таком случае можно предположить, что распад в гранатах осуществляется по механизму роста и зарождения в противоположность спинодальному механизму.

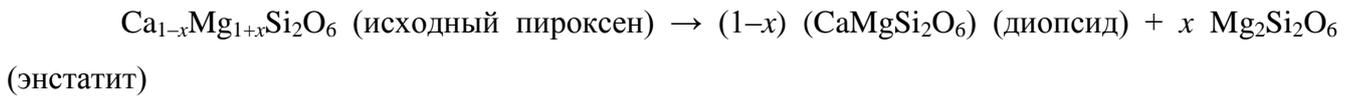
6.2. Исходные твердые растворы и предполагаемые реакции их распада

6.2.1. Продукты распада пироксенов

Структуры распада, присутствующие в пироксенах, связаны с перераспределением компонентов и/или катионов, которое описывается обменными реакциями (Champness, Lorimer, 1976; Garrison, Taylor, 1981; Патнис, МакКоннелл, 1983).

6.2.1.1. Пироксены и гранат

Диопсидовый и энстатитовый компоненты могут выделяться из начального пироксена пижонит-авгитового состава (Hess, 1941; Champness, Lorimer, 1973). В таком случае распад исходного Са-Mg-пироксена можно описать следующей реакцией (Похиленко, 1990).



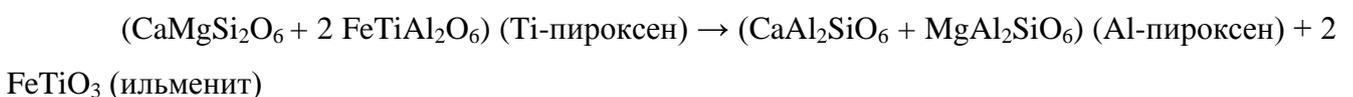
Тем не менее, образование ламелей граната в пироксенах обусловлено присутствием высокоглиноземистого чермакитового компонента в исходном пироксене (Herzberg, 1978; Sautter, Harte, 1988) и идет по следующей реакции (Herzberg, 1978; Похиленко и др., 2007), где $R = \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Ca}$.



Составы граната и пироксена, нанесенные на диаграмму А-С-FM дают визуальное представление этого процесса (**Рис. 77**). Jerde et al. (1993) отмечают, что процессы, способные продуцировать выпадение граната путем удаления чермакитового компонента из пироксена, разнообразны, поскольку его растворимость в пироксене уменьшается с увеличением давления и понижением температуры (например, Gasparik, 1990). Таким образом, геологические процессы, влекущие за собой повышение давления или снижение температуры (или их комбинацию) могут привести к распаду твердого раствора пироксена с образованием граната (Jerde et al., 1993). Содержания чермакитового компонента в пироксенах, концентрирующих ламели граната, в ксенолитах перидотитов и вебстеритов-пироксенитов относительно низкие и не превышают 5 мол.%; в то же время реконструированные составы пироксенов (раздел **5.4.1.**) обогащены чермакитовым компонентом (до 11 мол.%). Эти данные подтверждают точку зрения, что гранаты могут выпадать из высокоглиноземистых богатых чермакитовым компонентом начальных пироксенов.

6.2.1.2. Ильменит

Ламели ильменита в пироксенах, вероятнее всего, не формируются по стехиометрическим реакциям, поскольку Ti^{4+} не входит в тетраэдрические позиции, компонент 2FeTiO_3 не вполне соответствует кристаллохимии пироксена (Garrison, Taylor, 1981). Показано, что Ti^{4+} в позиции M1 входит в структуру пироксена в виде компонента $\text{R}^{2+}\text{TiAl}_2\text{O}_6$, где $\text{R}^{2+} = \text{Fe}, \text{Ca}, \text{Mg}$ (Onuma, Kimura, 1978; Garrison, Taylor, 1981). В таком случае реакции распада имели вид:



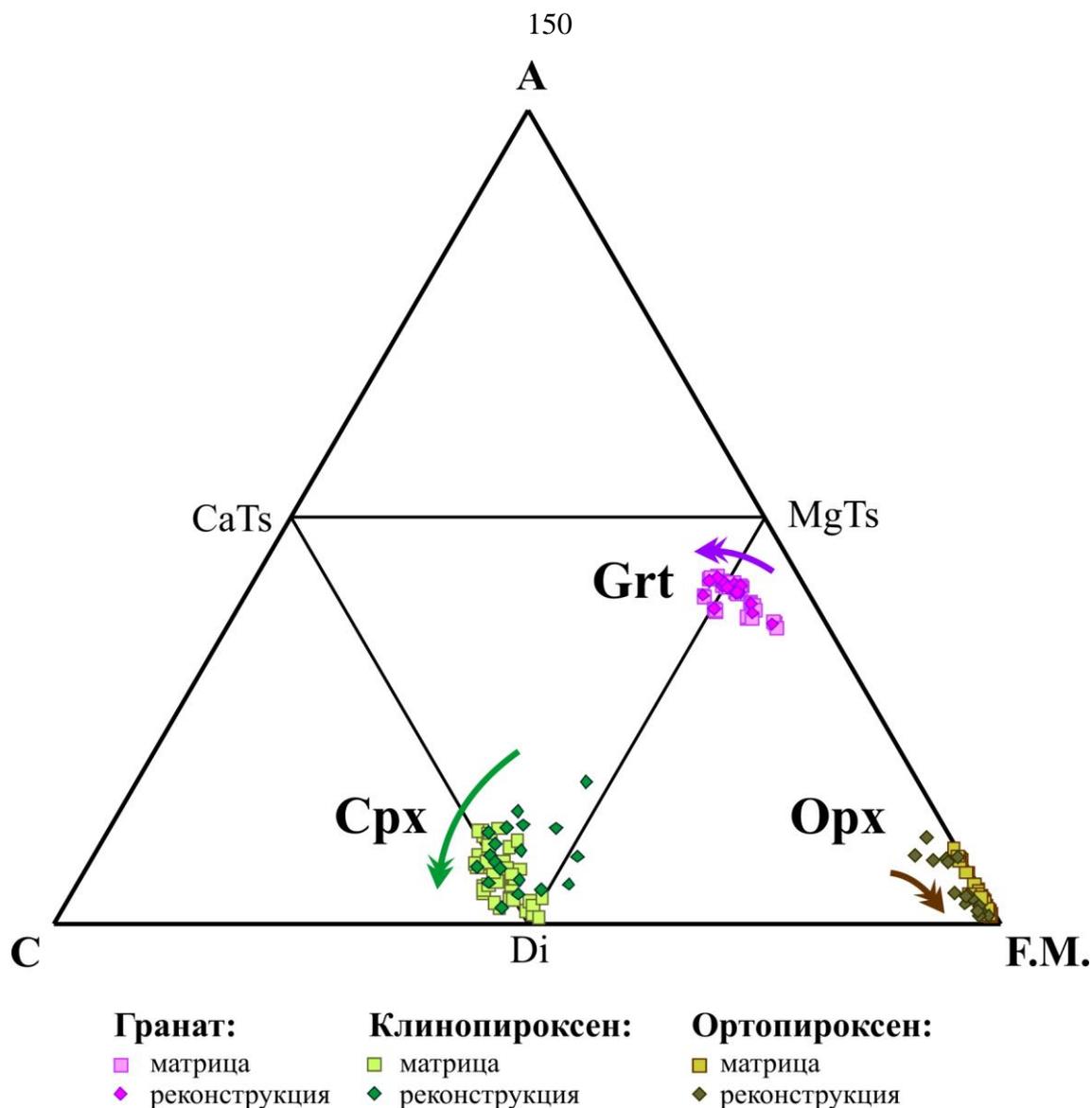
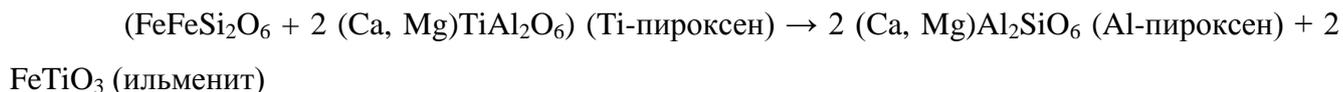
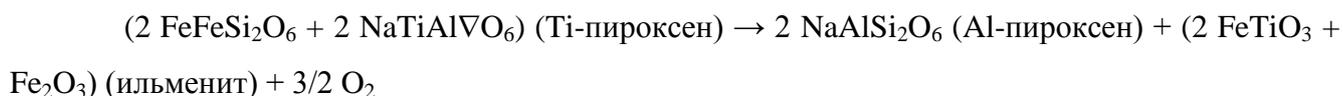
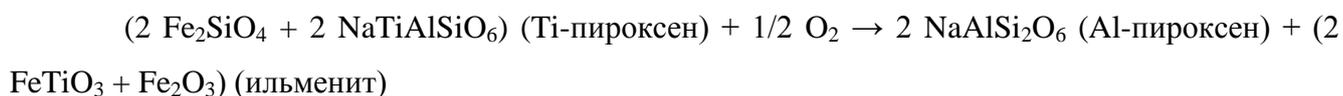


Рис. 77. Диаграмма А–С–FM. А = $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}$, С = CaO, F.M. = $\text{FeO}^{\text{total}} + \text{MgO} + \text{MnO}$. На диаграмму нанесены составы гранатов, клинопироксенов, ортопироксенов, полученные по химическим анализам («матрица») и по реконструкциям («реконструкция»). Стрелками показано вероятное изменение состава минералов при образовании структур распада.



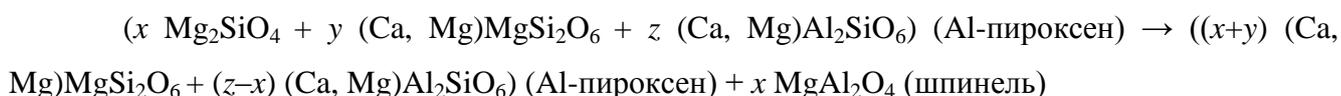
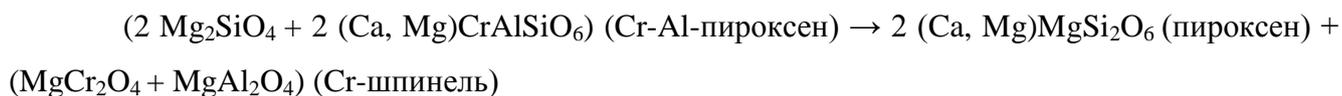
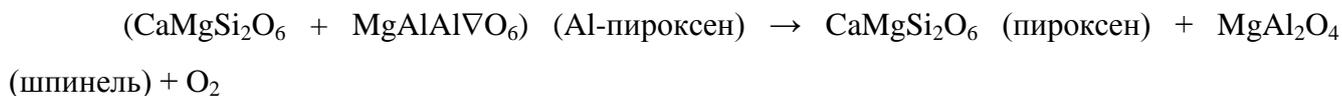
По существу выпадение ильменита из пироксенов можно произвести по реакциям распада с нестехиометрическими компонентами пироксенов при участии NATAL-молекул (NaTiAlSiO_6 и $\text{NaTiAl}\nabla\text{O}_6$, где ∇ – вакансия в тетраэдрической позиции) (Garrison, Taylor, 1981). В этом случае, в реакции присутствует свободный кислород, который либо расходуется в реакции (распад твердого раствора с окислением), либо высвобождается (распад твердого раствора с восстановлением) (Garrison, Taylor, 1981). Реакциями с участием кислорода и молекул NATAL также можно объяснить присутствие жадеитового компонента в пироксене и гематитового компонента в ильмените.



6.2.1.3. Хромит

Пластинки шпинелидов, присутствующие в пироксенах, также могут представлять собой продукты распада твердого раствора (Garrison, Taylor, 1981). Молекулы $\text{MgMgSi}\nabla\text{O}_6$, MgAl_2VO_6 , Mg_2SiO_4 , и MgAl_2O_4 могут участвовать в процессе формирования шпинели и могут присутствовать в нестехиометрических пироксенах в виде изоморфных компонентов (Garrison, Taylor, 1981). Нестехиометрические клинопироксены были описаны среди природных минералов (например, Sobolev et al., 1968), и среди экспериментальных продуктов (например, Kushiro, 1972). Sobolev et al. (1968) и Jerde et al. (1993) отмечали находки высоко-Al нестехиометрических пироксенов в мантийных ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии, наличие чермакитового и Са-эсколаитового компонентов в структуре пироксена может объяснить избыток Al, который приводит к выпадению кианита и корунда. Гаррисон и Тейлор (Garrison, Taylor, 1981) предположили, что нестехиометрические пироксены, связанные с выпадением шпинели, могут быть показателем дефицита катионов (Si и Al) в тетраэдрической позиции. Свободные тетраэдрические позиции предполагают дисбаланс заряда и неустойчивую конфигурацию катионов. Тем не менее, этот дисбаланс заряда может быть компенсирован, если H_4 заменяет ${}^{\text{IV}}\text{Si}^{4+}$ (Sclar et al., 1968) или если OH-содержащие компоненты осаждаются на

вакансиях (Martin, Donnay, 1972; Wilkins, Sabine, 1973). Ниже представлены реакции образования шпинели в пироксене, предложенные Гаррисоном и Тэйлором (Garrison, Taylor, 1981).



6.2.2. Продукты распада граната

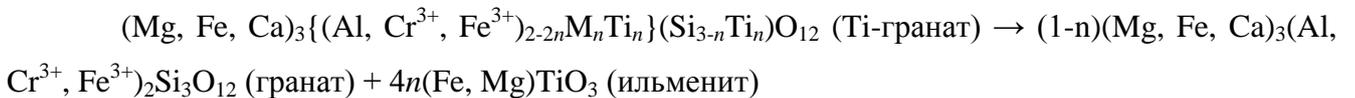
6.2.2.1. Рутил и ильменит

При рассмотрении распада в гранатах с образованием титанистых минералов возникает вопрос о формах вхождения титана в структуру исходных гранатов. Среди титансодержащих разновидностей гранатов известны меланиты, шорломиты, андрадиты (Malitesta et al., 1995; Armbruster et al. 1998). Ранее отмечалось, что в андрадитах Ti^{3+} замещает Fe^{3+} в октаэдрических позициях, в меланитах и шорломитах Ti^{4+} замещает Si^{4+} в тетраэдрических позициях, Ti^{4+} в них также занимает и октаэдрические позиции при совместном вхождении с двухвалентными катионами Mg и Fe^{2+} (Malitesta et al., 1995; Armbruster et al. 1998). Для пироповых и пиропальмандиновых гранатов мантийных пород было показано, что содержания (Al+Cr) и Ti отрицательно зависят друг от друга; данный факт свидетельствует в пользу того, что в гранатах мантийных парагенезисов титан занимает октаэдрическую позицию в кристаллической структуре (Соболев, 1974). Кристаллохимические данные по титансодержащим природным гранатам (Armbruster et al., 1998; Chakhmouradian, McCammon, 2005; Locock et al., 1995) указывают на то, что присутствие Ti^{3+} в природных гранатах не обосновано. Результаты рентгеновской абсорбционной спектроскопии с синхротронным излучением подтверждают нахождение титана в четырехвалентном состоянии в природных гранатах (de Groot et al., 1992; Farges et al., 1997; Locock et al., 1995; Waychunas, 1986, 1987). Таким образом, баланс зарядов при вхождении Ti^{4+} в октаэдрические позиции можно соблюсти при одновременном вхождении одновалентных катионов (главным образом, Na) в додекаэдрическую позицию, либо при вхождении двухвалентных катионов в октаэдрическую позицию. Взаимосвязь между

содержаниями Ti и Na была обоснована в обобщающей работе Локока (Locock, 2008). Выделение Na-Ti компонентов гранатов подтверждается анализами химического состава природных гранатов, например, данными по пироповым гранатам Богемского массива, показывающими положительную корреляцию между содержаниями Na и Ti (Seifert, Vrána, 2005), по низкохромистым пироповым гранатам ксенолитов полимиктовых брекчий из кимберлитовых трубок Премьер и Сытыканская (Pokhilenko, 2009), а также результатами экспериментов при высоких давлениях (например, Ono, Yasuda, 1996).

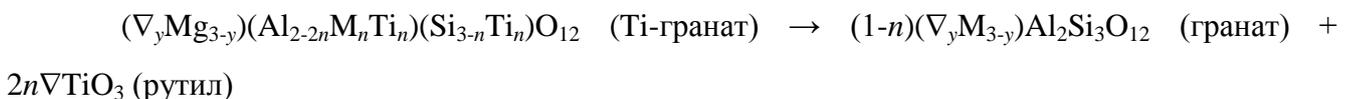
Наличие ламелей рутила и ильменита в гранате может быть результатом распада граната, обогащенного Ti (Бобриевич и др., 1959а; Соболев, 1974).

Ван Роермандом с соавторами (van Roermund et al., 2000a) было предложено записать реакцию с образованием ильменита следующим образом:



Формула граната представлена как $(\text{Mg, Fe, Ca})_3\{(\text{Al, Cr}^{3+}, \text{Fe}^{3+})_{2-2n}\text{M}_n\text{Ti}_n\}(\text{Si}_{3-z}\text{Ti}_z)\text{O}_{12}$, где $\text{M} = \text{Mg, Fe}$. При $n = z$ реакцию распада с образованием ильменита можно записать с соблюдением стехиометрии

Для описания образования рутила при распаде исходного титансодержащего граната, ван Роерманд и др. (van Roermund et al., 2000a) предлагает задействовать нестехиометричный пироповый гранат $(\nabla_y\text{Mg}_{3-y})(\text{Al}_{2-2n}\text{M}_n\text{Ti}_n)(\text{Si}_{3-z}\text{Ti}_z)\text{O}_{12}$, в котором $\text{M} = \text{Mg}$, ∇_y соответствует числу вакансий в додекаэдрической позиции кристаллической структуры граната и $0 < n < 1$. При $n = z$ и $2n = y$ реакция разложения исходного граната имеет вид:

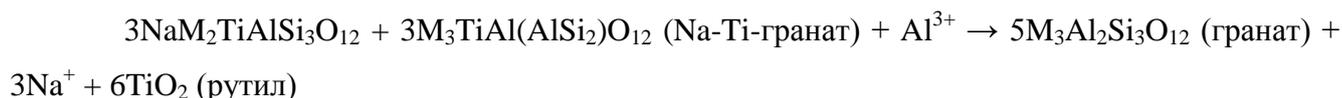
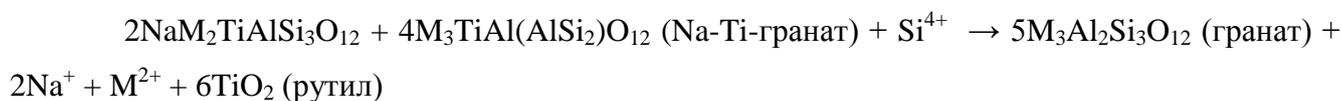
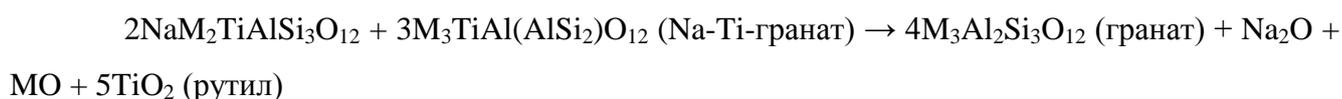


В данной реакции распада исходного граната (van Roermund et al., 2000a) продукт реакции ∇TiO_3 может присутствовать в виде TiO_3^{2-} или $\text{TiO}_2 + \text{O}^{2-}$. При окислительных и восстановительных условиях ∇TiO_3 может взаимодействовать с образованием $\text{TiO}_2 + \text{O}_2$ or $\text{TiO}_2 + \text{OH}$. Имеются данные о положительной корреляции содержания структурного OH^- с содержанием TiO_2 в гранатах из перидотитов (обычно из высокотемпературных деформированных лерцолитов) (Bell, Rossman, 1992; Song et al., 2005). Наличие гидроксидов в гранате, по-видимому, связано с точечными дефектами (Matsyuk et al., 1998) (например, вакансиями). Методами рентгеноспектрального микроанализа и ИК-спектроскопии

установлено наличие OH^- в рутиле из ориентированных включений в гранате (Wang et al., 1999). Отмечено также, что содержания гидроксила в ламелях-включениях рутила и в гранате-хозяине положительно коррелируют между собой (Wang et al., 1999). Таким образом, с учетом кристаллохимической позиции титана в структуре граната предложенная в работе (van Roermund et al., 2000a) реакция выпадения рутила из граната с участием нестехиометричных компонентов может быть применима.

В данной работе реконструированные составы гранатов вебстеритов-пироксенитов и перидотитов нередко отклоняются от стехиометрического состава (раздел 5.4.1.), что может свидетельствовать о вхождении нестехиометричных компонентов в состав исходных гранатов. В таком случае значительную роль в ходе реакций распада должен играть окислительно-восстановительный потенциал среды, как предполагается в работах (Соболев, 1974; Афанасьев и др., 2001).

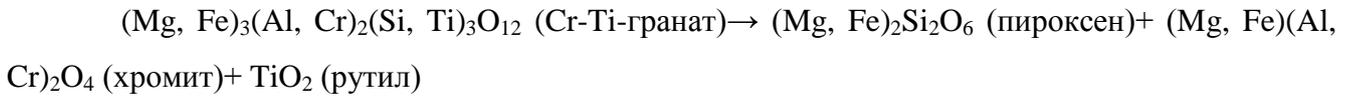
Как отмечалось выше, формирование титанистых продуктов распада в пироксенах может быть связано с присутствием NATAL-молекул в первичных порфиробластах. Аналогичные рассуждения могут быть применимы в отношении ильменита и рутила в структурах распада в гранатах (например, Yang, Liu, 2004; Song et al., 2005). В этом случае катионные замещения описывает следующая схема: $\text{M}^{2+}\text{Ti}^{4+} \rightarrow 2\text{Al}^{3+}$ или $\text{Na}^+\text{Ti}^{4+} \rightarrow \text{Ca}^{2+}\text{Al}^{3+}$ (Zhang, Liou, 2003) в сочетании с $\text{Mg}^{2+}\text{Si}^{4+} \rightarrow 2\text{Al}^{3+}$ или $\text{Na}^+\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Ca}^{2+}\text{Al}^{3+}$ (Sobolev, Lavrent'ev, 1971; Zhang, Liou, 2003). Выпадение рутила из граната, содержащего Na-Ti компоненты, возможно по реакциям, происходящим в открытой системе, как было предложено Проером и соавторами (Proyer et al., 2013).



6.2.2.2. Хромит

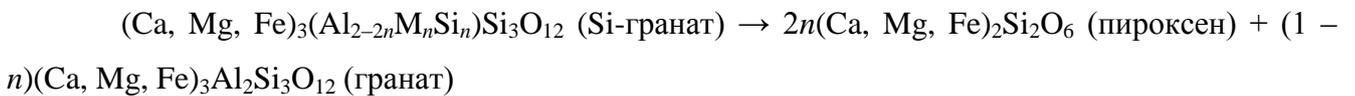
Составные ламели со структурными особенностями, указывающими на то, что минералы в них образуются одновременно, наблюдаются в порфиробластах граната изученного набора ксенолитов. Особый интерес представляет одновременно присутствующие ламели

рутила, хромита и пироксена в гранате, которые, вероятно, являются результатом распада Cr-Ti граната (van Roermund et al., 2000a,b). Появление среди продуктов распада в гранатах хромита совместно с рутилом описывается следующей реакцией (van Roermund et al., 2000).



6.2.2.3. Пироксены

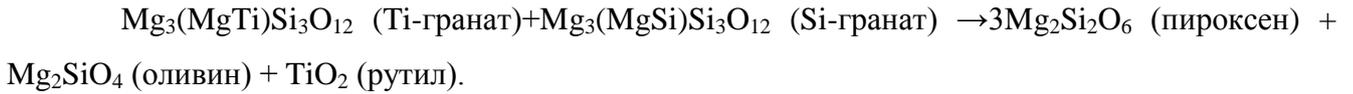
Выпадение пироксена в гранатовых порфиробластах, можно объяснить распадом мейджоритового граната (van Roermund et al., 2001). Данный процесс можно описать следующей реакцией (van Roermund et al., 2001), где $M = \text{Mg, Fe, Ca}$ и $0 \leq n \leq 1$.



Содержание кремния в октаэдрической позиции в гранате напрямую зависит от давления (Akaogi, Akimoto, 1977; Irifune, 1987) и в меньшей степени от температуры (Gasparik, 1990; Drury et al., 2001). Кроме того, отмечается, что данная реакция чувствительна к окислительно-восстановительным условиям (van Roermund et al., 2001).

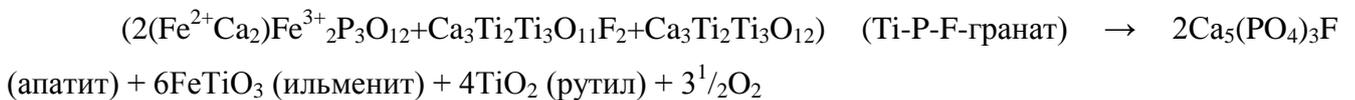
6.2.2.4. Оливин

Реакции и условия выпадения ламелей оливина в гранате пока остаются не вполне ясными. В одной стороны, в экспериментальной работе Добржинецкой и др. (Dobrzhinetskaya et al., 2004) описывается появление ламелей распада вадслеита (высокобарической полиморфной модификации оливина) в гранате при давлениях 13–14 ГПа. С другой стороны, в литературе имеются сообщения о ламелях оливина, образовавшихся в результате совместного выпадения с пироксенами из гранатов (Гаранин и др., 2011; Alifirova et al., 2012a; Бобров и др., 2012; Hwang et al., 2013). В работе Афанасьева с соавторами (Афанасьев и др., 2001) высказывалось предположение, что некоторые включения оливина в гранатах могли образоваться в результате перекристаллизации оливина эксклюзионных ламелей. В нашем случае нет оснований считать, что ламели оливина в гранате образовались при полиморфном переходе вадслеита. Можно предположить, что оливин выпадал непосредственно из исходного граната нестехиометрического состава. Однако, в качестве альтернативы этому варианту в данной работе предложена реакция распада Ti-Si-граната стехиометрического состава с образованием пластинок пироксена, оливина и рутила.



6.2.2.5. *Anatum*

Как уже упоминалось выше, ламели F-апатита, которые тесно связаны с ламелями рутила и ильменита, были определены в ортопироксенитах UV70/03 и UV345/08 трубки Удачная. Ограненные призмы F-апатита параллельны ламелям рутила и ильменита. Это позволило нам предположить эксклюзионную природу апатита и рассматривать его выделения совместно с другими минералами, выпавшими из граната-хозяина, то есть с рутилом и ильменитом. Описывая исходный состав граната, вероятно, имело место частичное замещение (SiO_4) на (TiO_4) и (PO_4) (гибшит) (например, Thompson, 1975; Bishop et al., 1976), при этом F может заменять гидроксильную группу в структуре граната (например, Valley et al., 1983). Таким образом, появляется теоретическая возможность выделения апатита ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$) из структуры граната. Гипотетический суммарный состав минерала, отвечающего за распад исходного граната с образованием рутиловых, ильменитовых и апатитовых ламелей, можно представить как $\text{Ca}_3(\text{Fe}^{3+}, \text{Ti}^{3+})_2(\text{Ti}^{4+}, \text{P})_3\text{O}_{11}\text{F}_2$. Реакция эксклюзионного процесса в таком случае должна выглядеть следующим образом (Похиленко, Алифирова, 2011):

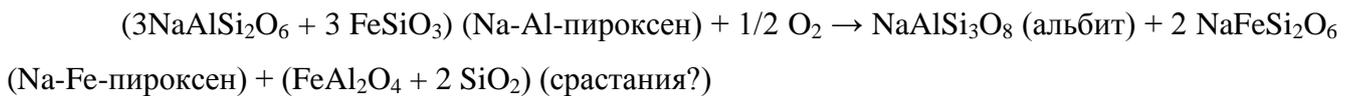


Предполагаемые изоморфные компоненты, ответственные за образование апатита в структурах распада в гранатах эклогитового типа парагенезиса, описаны в разделе 6.3.3. Апатит в продуктах распада граната также был идентифицирован в широком диапазоне пород, которые включают: мантийные эклогиты из кимберлитовых трубок Коиду (Сьерра-Леоне) (Haggerty et al., 1994), эклогиты метаморфического комплекса Сулу (Китай) (Ye et al., 2000), метапелиты ультравысокобарического террейна провинции Родоп (Греция) (Mposkos, Kostopoulos, 2001), метапелиты синклинория Мерримак (Коннектикут, США) (Ague, Eckert, 2012) и района Вестерн Нью Ингленд (Массачусетс, США) (Snoeyenbos, Koziol, 2008). Ламели апатита также отмечались в ксенокристаллах граната австралийских кимберлитовых трубок и в зернах граната палеоаллювиальных отложений района Бингара-Копетон (Австралия) (Barron, Barron, 2008).

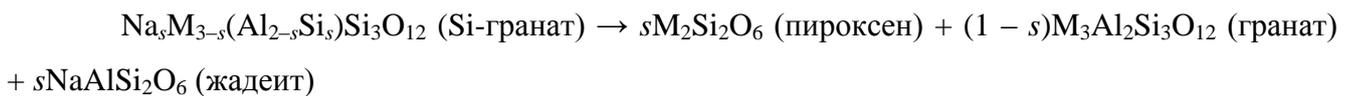
6.2.2.6. Плагиоклаз

Отдельно следует отметить присутствие плагиоклаза с клинопироксеном в составных ламелях в гранате из вебстерита М5/01 (трубка Мир). Маловероятно, что плагиоклаз является продуктом распада исходного граната. Скорее всего, он образовался за счет распада пироксена, слагающего ламели. Такой вывод был сделан на основании природных данных, поскольку образование ламелей полевых шпатов отмечалось в клинопироксенах высокоглиноземистых эклогитов и пироксенитов (Battey, Davidson, 1977; Schmickler et al., 2004; Похиленко и др., 2007). Тем не менее, за образование полевых шпатов в пироксенах эклогитов и пироксенитов отвечают, главным образом, чермакитовый и эсколаитовый компоненты (Похиленко и др., 2007). В нашем случае плагиоклаз по составу соответствует олигоклаз-альбиту.

Поскольку в составе клинопироксена из ламелей в гранате значительную долю составляют жадеитовый ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$) и эгириновый ($\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$) компоненты, была предложена следующая реакция образования плагиоклаза при распаде исходного пироксена (Похиленко, Алифирова, 2011).



Выпадение реконструированного первичного Na-Al-пироксена из граната описывается уравнением, предложенным Янгом и Лиу (Yang, Liu, 2004), где $M = \text{Mg, Fe, Ca}$ и $0 \leq s \leq 1$.



6.2.2.7. Минералы группы кричтонита

Минералы группы кричтонита в продуктах распада граната представлены главным образом кальциевой разновидностью – лOVERингитом, в меньшей степени распространена стронциевая разновидность – кричтонит (разделы 5.1.1.8. и 5.1.2.7.). Ранее в работах минералы группы кричтонита рассматривались только в качестве составляющих метасоматических ассоциаций (например, Haggerty et al., 1986). Они описаны в виде ориентированных включений в гранатах из диатрем района Гарнет Ридж (Аризона, США; Wang et al., 1999). В кимберлитовых трубках Якутии минералы группы кричтонита описаны в виде включений в гранатах кимберлитовых трубок Интернациональная, Сытыканская, Загадочная, дайки Алданская (Костровицкий, Гаранин, 1992; Варламов и др., 1995; Rezvukhin et al., 2013; Ziberna et al., 2013), во включениях в алмазах кимберлитовой трубки Спутник (Sobolev et al., 1997b;

Sobolev, Yefimova, 2000). В ассоциации с ориентированными включениями минералов группы кричтонита в гранатах мантийных ассоциаций описаны рутил, ильменит, хромшпинелиды, шриланкит, кармикаэлит, оливин (Костровицкий, Гаранин, 1992; Варламов и др., 1995; Wang et al., 1999). В работах (Костровицкий, Гаранин, 1992; Варламов и др., 1995) отмечалось, что ориентированные игольчатые включения минералов группы кричтонита наряду с закономерно ориентированными иглами рутила, ильменита, могли образоваться в ходе единого процесса. В данной работе показано, что по целому ряду минералого-геохимических особенностей найденные в структурах распада в гранатах минералы группы кричтонита (ловерингит, кричтонит) следует рассматривать в качестве непосредственных продуктов распада гранатового твердого раствора. За образование минералов группы кричтонита в реакциях распада твердых растворов отвечают, главным образом, Ti- и Zr-содержащие изоморфные компоненты, такие как, например, моримотоит ($\text{Ca}_3\text{TiFe}^{2+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$), моримотоит-Mg ($\text{Ca}_3\text{TiMgSi}_3\text{O}_{12}$), Na-Ti гранат ($\text{Na}_2\text{CaTi}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), шорломит-Al ($\text{Ca}_3\text{Ti}_2\text{SiAl}_2\text{O}_{12}$), кимцеит ($\text{Ca}_3\text{Zr}_2\text{SiAl}_2\text{O}_{12}$). Записать точную реакцию распада граната не представляется возможным в связи с тем, что минералы группы кричтонита, в данном случае, лouverингит и кричтонит, имеют сложные составы, что может объясняться малоизученностью изоморфных компонентов этой группы минералов.

6.2.2.8. Амфиболы

Амфиболы в продуктах распада гранатов по составу относятся к группе натриево-кальциевых амфиболов. В структурах распада в гранатах они описаны в орогенных перидотитах из метаморфического комплекса сверхвысоких давлений северного Тибета (Китай; Song et al., 2005). Амфиболы описаны в составе ориентированных полиминеральных включений в гранатах из диатрем района Гарнет Ридж (штат Аризона, США; Wang et al., 1999). В ксенолитах мантийных пород амфибол из структур распада в гранатах ранее не был описан. Посредством метода просвечивающей электронной микроскопии были выявлены топотаксические взаимоотношения между ламелями Na-Ca-амфиболов и минералом-хозяином (Song et al., 2005); таким образом, было показано, что закономерно ориентированные пластинки амфиболов представляют собой непосредственные продукты распада исходного гранатового твердого раствора и не являются продуктами вторичного изменения и замещения пироксенов из структур распада в гранате.

По реконструкциям составов гомогенных минералов исходные гранаты до распада твердых растворов были обогащены Na и Ti. Изоморфные компоненты, отвечающие за вхождение этих элементов в кристаллическую структуру гранатов, обсуждались ранее (раздел 6.2.2.1.). Противоречивым остается вопрос о природе ОН-групп в исходном гранате, участие которых требуется для того, чтобы объяснить образование амфиболов в результате реакций

распада твердых растворов. Экспериментальным и аналитическим путем было показано, что «вода» может входить в номинально безводные мантийные минералы при высоких P – T параметрах (например, Geiger et al., 1991; Bell, Rossman, 1992). В этом случае гранаты служат источником ОН-групп при образовании амфибола в продуктах их распада (так называемый «внутренний источник воды»). Гранаты могли быть обогащены водой в процессе их кристаллизации и роста, изоморфный компонент, содержащий структурную воду, в природных гранатах назван катоитом ($\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{OH})_{12}$; Locock, 2008). В качестве альтернативы можно предположить, что при распаде гранатового твердого раствора был задействован «внешний источник воды», если процесс распада твердого раствора сопровождался привнесом флюидного компонента. Подобный механизм распада твердых растворов гранатов было предложено называть «распадом в открытой системе» (Proyer et al., 2013).

Представленные в работе данные по структурам распада в гранатах из образцов трубки Обнаженная (гранатовые оливиновые вебстериты О-207 и Об106/12) позволяют уверенно называть амфиболы непосредственными продуктами распада гранатового твердого раствора. Тем не менее, полученные результаты не дают однозначного ответа на вопрос об источнике воды при образовании амфибола в реакциях распада (точную реакцию распада записать в данном случае не пока представилось возможным). Однако, учитывая распределения редкоземельных элементов в гранатах, концентрирующих амфибол в продуктах распада, предполагается, что при кристаллизации гранатов из просачивающихся мантийных расплавов (подробнее в разделе 6.3.2.) вода входила непосредственно в структуру исходных гомогенных гранатов. Гранаты дополнительно были обогащены несовместимыми элементами, в результате реакций их распада наряду с амфиболом в структурах распада формировались минералы группы кричтонита. Остаточные повышенные доли редких и редкоземельных элементов в гранатах из образцов с амфиболами и минералами группы кричтонита в продуктах распада фиксируются в данной работе методом LA ICP-MS (раздел 5.3.2.1.).

6.3. Петрогенезис протолитов, P – T история пород и мантийные процессы, участвующие в образовании минералов со структурами распада

6.3.1. Субсолидусная история вебстеритов-пироксенитов

Составы порфиробластов граната и пироксенов в ксенолитах и связанные с ними популяции выделившихся минералов могут быть использованы для того, чтобы выяснить субсолидусную химическую и P – T историю. Развитые структуры распада, присутствующие в гранатах и пироксенах изученных ксенолитов, предполагают нахождение пород в субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) при сравнительно низких давлениях и температурах в течение длительных периодов времени. Продолжительность периода

нахождения четко не определена, тем не менее, на основе неравновесности по Nd изотопии между минералами пироксенитов из кимберлитовой трубки Мир было установлено, что, вероятно, этот период превышал несколько сотен миллионов лет (Roden et al., 1999, 2006; Agashev et al. 2001). Поминеральное Nd изотопное неравновесие в ксенолитах из Африки, содержащих гранат с экссолюционными ламелями, также сообщалось в работе (Macdougall, Haggerty, 1999). Эти авторы предполагают, что подобные ксенолиты находились при умеренных давлениях в литосферной мантии в течение нескольких сотен миллионов лет. Составы минералов низкотемпературных пироксенитов близки составам минералов зернистых лерцолитов и оливиновых вебстеритов (**Таблица Б.2–Таблица Б.4, Таблица Б.8–Таблица Б.10, Приложение Б**), которые согласно геотермобарометрическим оценкам также были переуравновешены при умеренных давлениях и температурах в верхнемантийных условиях.

Вариации содержаний Ca и Al в пироксенах и гранатах (**Таблица Б.2–Таблица Б.4, Таблица Б.8–Таблица Б.10, Приложение Б**) свидетельствуют о существенном субсолидусном перераспределении катионов. Брей с соавторами (Brey et al. 1990) предположили, что содержания Ti в гранатах положительно коррелируют с давлением, что согласуется с экспериментальной работой Чжан и др. (Zhang et al. 2003). Экспериментальные наблюдения показывают, что титанистые минералы выделяются из граната при снижении давления. Было высказано предположение, что в интервале температур от 1100 до 1300 °C при давлениях менее 5 ГПа титану «удобнее» встраиваться в кристаллическую структуру пироксенов по сравнению со структурой граната, в то время как при более низких температурах и давлениях Ti предпочтительнее входит в структуры оксидов (ильменит и рутил) (Zhang et al. 2003). Кроме того, текстурные взаимоотношения между продуктами распада некоторых исследуемых гранатов подтверждают идею о том, что ильменит и рутил могли выделиться при распаде твердого раствора пироксена. Эти наблюдения позволяют считать, что некоторые части СКЛМ Сибирского кратона испытали охлаждения до <1100 °C до внедрения кимберлитов, и это охлаждение, вероятно, сопровождалось уменьшением давления (**Рис. 78**).

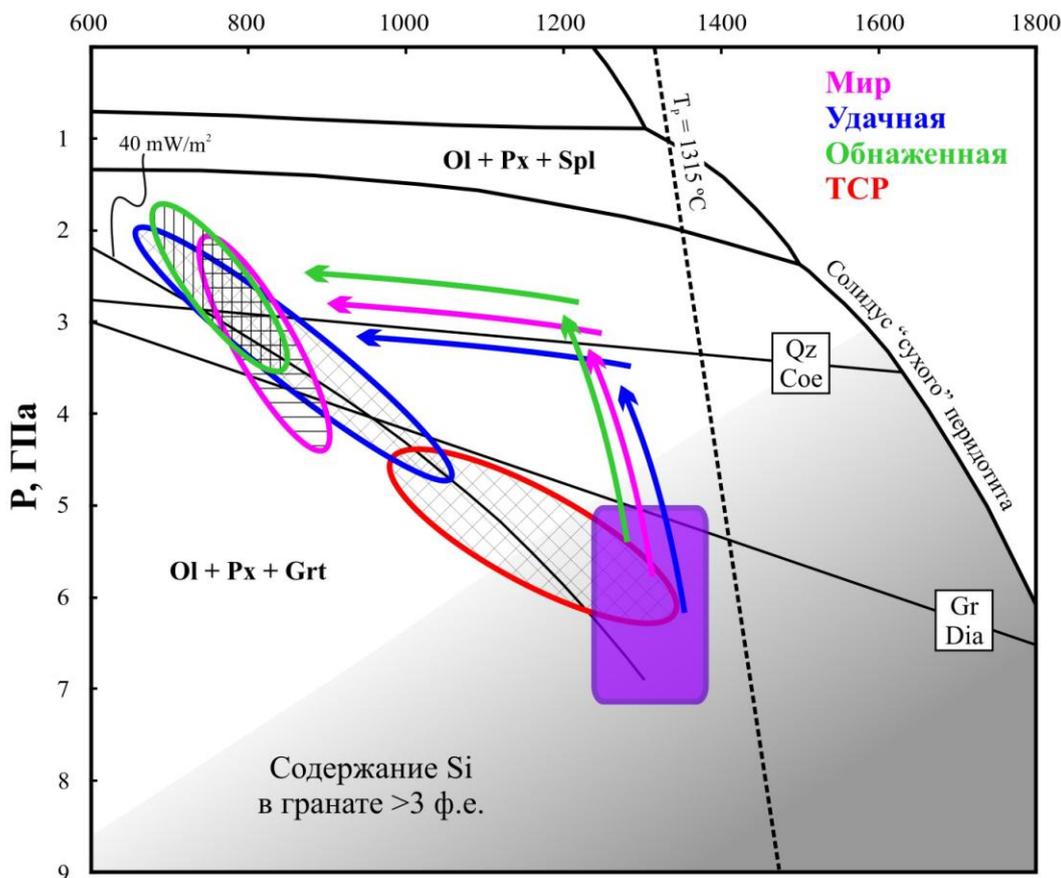


Рис. 78. Метаморфическая P – T эволюция пород перидотитового и вебстерит-пироксенитового типов парагенезисов. Оценки P – T параметров по реконструированным составам исходных минералов (стадия I) показаны сплошным фиолетовым полем. Оценки P – T параметров с применением методов геотермобарометрии (стадия II) до выноса ксенолитов кимберлитовыми расплавами показаны эллипсами: синий цвет – трубка Удачная, розовый цвет – трубка Мир, зеленый цвет – трубка Обнаженная, красный цвет – породы, содержащие гранаты с тонкими структурами распада (ТСР). Поле стабильности граната, содержащего более 3 атомов Si на формулу, а также соотношения фаз в системе CMAS построены согласно работе Gasparik (2014). Кривая изэнтропы для температуры $T_p = 1315$ °C взята из работы McKenzie et al. (2005). Кривая солидуса «сухого» перидотита построена по экспериментальным данным (Gudfinnsson, Presnall, 1996). Линии фазовых переходов кварц–коэсит (Bose, Ganguly, 1995) и графит–алмаз (Kennedy, Kennedy, 1976) по экспериментальным данным. Линия геотермического градиента (континентальная геотерма) с величиной теплового потока 40 мВ/м^2 построена по расчетным данным (Pollack, Chapman, 1977).

6.3.2. Сходство между первичными минералами вебстеритов-пироксенитов и перидотитов и магматическими продуктами

Многие авторы полагают, что образование структур распада в порфиробластах пироксена и граната в мантийных ксенолитах пироксенитов в большинстве своем можно объяснить снижением температуры и давления, следующими за магматической кристаллизацией (например, Соболев, Соболев, 1964; Kirby, Etheridge, 1981; Sen, Jones, 1988; Becker, 1997). Наблюдаемые взаимоотношения минералов в изученных мантийных ксенолитах в целом можно объяснить аналогичной P - T историей (Рис. 78). Кроме того, реконструированные составы пироксенов и гранатов часто содержат Na- и Ti-содержащие компоненты в заметных количествах. Таким образом, гранаты сохранили черты, которые подтверждают их начальную кристаллизацию в условиях повышенного давления.

Тем не менее, для некоторых гранатовых пироксенитов следует проявлять осторожность при интерпретации глубины их происхождения. Например, в случае с некоторыми гранатовыми пироксенитами из перидотитовых массивов, для которых доступны полевые наблюдения, обсуждались вопросы, касающиеся глубины магмообразования, моделей изобарического и полибарического остывания, а также степени вертикального транспорта мантийных блоков, связанных с коллизионными террейнами (Herzberg, 1978; Conqu  r  , 1979; Conqu  r  , Fabri  s, 1984). Conqu  r   (1979) утверждает, что глубина генерации и кристаллизации расплава для гранатовых пироксенитов из массивов группы Арьеж следует ограничивать величиной давления <2.5 ГПа, поскольку гранат в этих породах присутствует только в виде продуктов распада в первичном пироксене. Таким образом, пироксениты изученной коллекции, в которых отсутствует первичный гранат (например, UV41/03), потенциально могли образоваться в сравнительно менее глубинных условиях, чем пироксениты, содержащих порфиробласты граната магматического происхождения.

Подобно гранатам из перидотитовых и пироксенитовых ксенолитов в кимберлитах (например, Каапваальский кратон, ЮАР) (Sautter et al., 1991) и из ультрамафических пород в террейнах сверхвысоких давлений (Liou et al., 2007; Pandey et al., 2010), порфиробласты граната, изученные в данной работе, содержат ламели пироксенов, которые могли образоваться за счет распада твердого раствора начального граната мейджоритового состава. Эксперименты при высоких давлениях показывают, что мейджоритовый компонент входит в гранат при давлениях свыше 6–10 ГПа (Takahashi, 1986; Irifune, 1987; Gasparik, 1990; Ohtani, 1990). К мейджоритовым гранатам принято относить гранаты с более чем тремя катионами Si на 12 атомов кислорода, что происходит при замещении Al на Si в шестерной (октаэдрической) координации. Присутствие ^{VI}Si увеличивается с давлением, что приводит к обширному, если не

полному растворению пироксенового компонента в гранате в переходной зоне мантии (Irfune, 1987; Ringwood, 1991). В пироксенитах имеющейся коллекции мантийных ксенолитов избыток Si составляет до 3.04 катионов, предполагая, что ксенолиты, содержащие эти гранатовые порфиробласты, вероятно, возникли и пребывали на больших глубинах.

Принимая во внимание вышеизложенное, можно предположить, что первичные доэкслюзионные пироксены и гранаты из ксенолитов вебстеритов-пироксенитов и перидотитов образовались в результате «магматизма», происходившего в широком диапазоне давлений, при этом некоторые из расплавов формировались в присутствии мейджоритового граната. В работе (Roden et al., 2006) высказывалась гипотеза образования пироксенитов – вебстеритов – оливиновых вебстеритов, содержащих гранаты со структурами распада, в результате захвата мегакристов граната расплавом с дальнейшей кристаллизацией в расплаве пироксенов. В работе (Roden et al., 2006) не учитывается наличие структур распада в пироксенах. В значительной части рассматриваемых нами пород по структурам распада в пироксенах и гранатах фиксируются одни и те же процессы, то есть эти минералы претерпели одну и ту же эволюцию. В целом же характер преобразования исходных пород, видимо, носил еще более сложный и многостадийный характер, мы же можем зафиксировать лишь некоторые результаты этих процессов.

Петрографические наблюдения по структурам распада в вебстеритах-пироксенитах и перидотитах дают возможность предположить, что размер зерен и минеральные соотношения в этих породах менялись с течением времени, вероятно, при понижении температуры ± давления. Подобные структурные изменения пород могут влиять на реологические свойства пироксенитов и на локализацию деформаций в литосферной мантии (Vissers et al., 1997; Toy et al., 2010). Спектры РЗЭ, характерные для гранатов из структур распада в пироксенах (гранатов экслюзионного происхождения), отличаются обогащенными распределениями в области легких РЗЭ и фракционированными распределениями в области средних и тяжелых РЗЭ, что, по-видимому, отражает этап остывания пород, «записанный» в редкоэлементных составах гранатов различных генераций (тонкие ламели – крупные ламели – зерна – порфиробласты).

Несмотря на то, что формирование большинства пироксенитов можно объяснить кристаллизацией из мантийных расплавов (Bodinier, Godard 2003; Kaeser et al., 2009), некоторые ксенолиты пироксенитов, содержащие разнообразные экслюзионные структуры, имеют редкоэлементные и изотопные составы, указывающие на причастность рециклированной (переработанной) океанической коры и обедненной мантии в участках генерации расплавов (Solov'eva, 1986; Xu, 2002; Bizimis et al., 2005, 2007; Downes, 2007; Day et al., 2010; Gonzaga et al., 2010). По этим данным можно предположить, что субдуцированная литосфера присутствует в условиях астеносферы.

Редкоземельные спектры порообразующих гранатов и клинопироксенов из ксенолитов вебстеритов-пироксенитов и перидотитов, изученных в данной работе (разделы 5.3.2. и 5.3.3.), предполагают их формирование в результате фракционной кристаллизации (Alifirova et al., 2012b). Редкоземельные спектры гранатов и клинопироксенов сходны в ксенолитах перидотитового и вебстерит-пироксенитового типов парагенезисов, что может указывать на их генетическую связь в данных породах, а также на общую для них природу расплавов, из которых кристаллизовались исходные минералы. Этот вывод согласуется с принятой точкой зрения на формирование гранатов и клинопироксенов в перидотитах в результате фракционной кристаллизации мантийных расплавов, просачивающихся через перидотиты (Harte et al., 1993; Burgess, Harte, 1999, 2004; Gregoire et al., 2003; Klein-BenDavid, Pearson, 2008; Agashev et al., 2013). На вариационных диаграммах по различным редким элементам составы гранатов и клинопироксенов вебстеритов-пироксенитов и перидотитов формируют единые тренды составов (**Рис. 63, Рис. 67, Рис. 70, Рис. 73**). Отношение Ti/Eu в клинопироксенах перидотитов и вебстеритов-пироксенитов довольно высокое, составляя 759–4860 и 1294–5550, соответственно. Как отмечалось ранее, на диаграмме $[La/Yb]_n - Ti/Eu$ точки образцов перидотитов и вебстеритов-пироксенитов формируют единый тренд (**Рис. 66**), интерпретируемый как тренд «силикатного метасоматоза» (Coltorti et al., 1999). Таким образом, расплавы, из которых кристаллизовались вебстериты-пироксениты, служили метасоматизирующим агентом по отношению к материнским перидотитовым породам. Наряду с геохимическими данными, выдвинутое предположение подтверждает ряд имеющихся минералогических наблюдений. Как отмечалось ранее, гранаты и пироксены в этих наиболее глубоких образцах содержат только тонкие (зачаточные) структуры распада. Составы вмещающих минералов этих и подобных ксенолитов (например, Похиленко, Соболев, 1978; Барашков, 1981; Лазько и др., 1983; Соловьева и др., 2008; Agashev et al., 2013) практически идентичны реконструированным составам гранатов и пироксенов (порфиروبласты + минералы структур распада) перидотитового и вебстерит-пироксенитового типов парагенезисов имеющейся коллекции, в которых находятся минералы с развитыми структурами распада. Интересно отметить, что в гранатах и клинопироксенах наиболее глубоких ксенолитов изученной коллекции, например, деформированного гранатового лерцолита UV241/09 и гранатового клинопироксенита UV201/09 (трубка Удачная), содержатся расплавные пакеты, предположительно карбонатитового состава, которые дополнительно могут указывать на то, что вмещающие их минералы находились на значительных глубинах вблизи «подошвы» литосферной мантии (например, Sharygin et al., 2014). Сходство химических составов, геохимических особенностей и структур распада в гранатах и пироксенах перидотитов и вебстеритов-пироксенитов, переуравновешенных в широком спектре $P-T$ условий в пределах

СКЛМ, позволяет предположить генетическую связь между данными типами пород и общую историю их преобразования до вынесения пород кимберлитовыми расплавами. Несмотря на то, что для лерцолитовых ксенолитов из трубки Лахтойоки не выполнялись оценки P – T параметров и составов исходных гомогенных пироксенов, имеющиеся минералого-геохимические данные по породообразующим минералам и продуктам распада в них согласуются с вышеуказанными выводами, основанными на результатах исследования ксенолитов из кимберлитов Якутии.

6.3.3. Происхождение протолита, эволюция и P – T история мантийных ксенолитов эклогитов

Мантийные ксенолиты в кимберлитах мира, как правило, представлены перидотитами с меньшим количеством других видов пород, включая пироксениты и эклогиты (Доусон, 1983; Nixon, Boyd, 1973). Тем не менее, некоторые кимберлиты содержат эклогитовые нодули, которые преобладают над другими породами, как, например: трубка Загадочная (Якутия, Россия) (Бобриевич и др, 1964; Sobolev et al., 1968); трубки Робертс Виктор и Боббеджаан (Южная Африка) (MacGregor, Carter, 1970; Smyth et al., 1984); трубка Орапа (Ботсвана) (Shee, Gurney, 1979); кимберлиты Коиду (Сьерра-Леоне) (Hills, Haggerty, 1989). Принимая во внимание генетические взаимосвязи между мантийными эклогитами и алмазами, нет никаких сомнений в значимости разностороннего исследования эклогитов из различных регионов мира.

Вопрос происхождения мантийных эклогитов остается спорным (Jacob, 2004; Griffin, O'Reilly, 2007), в том числе и для эклогитов якутских кимберлитовых трубок (Sobolev et al., 1994; Snyder et al., 1997; Taylor et al., 2003). Дебаты сосредоточены вокруг двух крайних гипотез, описывающих ксенолиты мантийных эклогитов, как реликты погруженной океанической коры (гипотеза «корового» происхождения) (MacGregor, Manton, 1986; Ireland et al., 1994; Jacob et al., 1994), либо как продукты кристаллизация магм при высоких давлениях, образованных из чисто мантийного источника (гипотеза «мантийного» происхождения) (Smyth et al., 1989; Caporuscio, Smyth, 1990). Несмотря на то, что в данной работе для эклогитов отсутствуют данные по стабильным изотопам, которые используются для установления корового или мантийного источника эклогитов, следует отметить некоторые аспекты, касающиеся возникновения и последующей эволюции рассматриваемого набора ксенолитов эклогитов.

Порфиробласты граната в эклогитах из кимберлитовых трубок Удачная и Зарница содержат приблизительно 0.1 об.% ламелей апатита, что соответствует 0.09-0.12 мас.% P_2O_5 в реконструированных (пересчитанных) составах граната и 0.06-0.07 мас. % P_2O_5 в валовых составах пород. Данные величины сравнимы со средним содержанием P_2O_5 в верхней мантии (0.03-0.05 мас. %) по оценкам Бейкера и Уилли (Baker, Wyllie, 1992) и ниже, чем в N-MORB

(0.17 мас. %) (Sun, McDonough, 1989). Если рассматривать MORB как вероятный протолит имеющихся в коллекции эклогитов, то требуется объяснить, как в них соотносятся между собой содержания P_2O_5 . Для того, чтобы в имеющихся эклогитах концентрация была равна таковой в MORB, требуется присутствие зерен апатита в межзерновом пространстве. Тем не менее, зерна апатита в изученных эклогитах сравнительно редки. Как и в аналогичном случае с эклогитами из кимберлитов Коиду (Сьерра-Леоне, Haggerty et al., 1994), так и по экспериментальным результатам Уотсона (Watson, 1980), низкое содержание P_2O_5 в валовом составе изученных эклогитов можно связать с: 1) низким содержанием фосфора в эклогитовом протолите или в исходном расплаве, как, например, в коматиитах (около 0.08 мас. % P_2O_5) или в расплаве, сформировавшемся в равновесии с перидотитом; 2) перераспределением фосфора из минералов (граната и клинопироксена) в сосуществующий с ними расплав в соответствии с высокосовместимым поведением фосфора по отношению к жидкости; 3) растворением апатита во время последовательного плавления эклогитов и экстракции жидкости, сопровождающейся общим снижением концентрации фосфора в породе.

Что касается различных регионов мира, то эклогитовые породы, содержащие гранат и клинопироксен с аналогичными структурами распада, как, например, эклогиты из кимберлитов Коиду (Сьерра-Леоне) (Haggerty et al., 1994; Fung, Haggerty, 1995) предположительно, имеют "мантийное" происхождение, в то время как эклогиты района Янгоу (террейн Сулу, Китай) (Ye et al., 2000) и эклогиты из кимберлитовой трубки Зеро (Южная Африка) (Schmickler et al., 2004) рассматриваются, как реликты субдуцированной океанической коры. Тем не менее, в последнее время происхождение эклогитовых ксенолитов из Коиду было пересмотрено с учетом данных по изотопии кислорода и редким элементам (Barth et al., 2001, 2002). Отмечено, что низкомагнезиальные эклогиты со структурами распада (как в образцах из трубок Удачная и Зарница) могли быть фрагментами переработанной океанической коры, субдуцированной и подверженной частичному плавлению с образованием TTG-расплавов, т.е. эти породы представляют собой остаточные эклогиты, которые впоследствии были приобщены к континентальной литосфере (Barth et al., 2001, 2002). Рассматривая пример ксенолитов из кимберлитовых трубок Удачная и Зарница, можно предположить, что протолиты исследуемых эклогитов группы В/С из этих трубок претерпели почти аналогичную геологическую эволюцию в течение архейско-протерозойского времени (Jacob, Foley, 1999), когда были сформированы тектонические провинции Сибирского кратона (Rosen et al., 2005) и происходил интенсивный рост коры (Смелов и др., 2001; Шацкий и др., 2005). В отличие от эклогитов группы В/С из имеющейся коллекции, протолит для высокомагнезиального эклогита группы А из кимберлитовой трубки Обнаженная мог иметь иной петрогенезис. В частности, для подобных пород была предложена модель гибридного корово-мантийного происхождения (Taylor et al.,

2003), а также идея того, что протолит может происходить из нижних частей кумулятивного слоя океанической коры, субдукция которого ведет к образованию высокомагнезиальных метапироксенитовых (или метагабброидных) эклогитов (Barth et al., 2002). Последний вариант вполне может объяснить образование и сохранение экссолюционных структур различной размерности в гранате (тонкие иглы рутила и кварца) и клинопироксене (крупные пластинки ортопироксена и тонкие ламели рутила), если протолит эклогита был подвергнут долгосрочной «переработке» и преобразованию в условиях метаморфизма, связанного с зонами субдукции, происходившего задолго до внедрения кимберлитов.

Чтобы выяснить субсолидусную (или околосолидусную) историю изученных эклогитов, которая предшествовала экссолюционным процессам, были реконструированы составы граната и клинопироксена по главным элементам (Таблица Г.3, Приложение Г). Пересчитанные составы граната характеризуются более высокими содержаниями TiO_2 , от 0.74 до 1.18 мас. % в образцах из трубок Удачная и Зарница, 0.37 мас. % в образце трубки Обнаженная. По экспериментальным данным (например, Zhang et al., 2003), высокие содержания титана в гранатах мантийных пород (в так называемых Ti-мейджоритовых гранатах) свидетельствуют о стабильности граната при высоких температурах и высоких давлениях. Следует отметить, что реконструированные составы граната характеризуются незначительной диспропорцией четырехвалентных и двухвалентных катионов, что несовместимо с замещением «классического» мейджоритового компонента ($\text{Mg}_3\text{MgSiSi}_3\text{O}_{12}$). Таким образом, это может указывать на принципиально иной тип замещения катионов в исследуемых эклогитовых гранатах при совместном участии $\text{NaTi}^{\text{VI}}\text{-R}^{2+}\text{Al}^{\text{VI}}$ и $\text{NaP}^{\text{IV}}\text{-R}^{2+}\text{Si}^{\text{IV}}$ пар замещений ($\text{Na}_2\text{CaTi}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, $\text{NaCa}_2(\text{AlTi})\text{Si}_3\text{O}_{12}$, $\text{Na}_3\text{Al}_2\text{P}_3\text{O}_{12}$, $\text{Na}_3\text{Ti}_2(\text{Si}_2\text{P})\text{O}_{12}$) (Ringwood, Major, 1971; Haggerty et al., 1994). Для того, чтобы оценить условия устойчивости исследуемых высокотитанистых гранатов, были рассчитаны средние содержания мейджоритового компонента $X_{\text{Mj}}^{\text{cat}}$ для реконструируемых составов граната с использованием уравнений, предложенных в работе Collerson et al. (2010). Содержание Fe^{2+} и Fe^{3+} были рассчитаны в соответствии с балансом зарядов (Locock, 2008). Наибольшая величина $X_{\text{Mj}}^{\text{cat}} = 0.144$ наблюдается в гранате из эклогита группы С трубки Удачная (UV662/11). В реконструированном составе граната из гроспидита LUV134/10 значение $X_{\text{Mj}}^{\text{cat}}$ составляет 0.081, в то время как в гранатах из эклогитов группы В UV58/10 (Удачная) и LUV184/10 (Зарница) значение $X_{\text{Mj}}^{\text{cat}}$ равно 0.063 и 0.054, соответственно. Значение $X_{\text{Mj}}^{\text{cat}}$ в реконструированном гранате из эклогита трубки Обнаженная равно 0.030. Согласно эмпирическому барометру для мейджоритовых гранатов (Collerson et al., 2010) расчетные значения $X_{\text{Mj}}^{\text{cat}}$ соответствуют давлениям 6.8–8.4 ГПа для образцов из трубок Удачная и Зарница и 6.3 ГПа для образца из трубки Обнаженная.

Рассматривая замещения Si и Ti в гранатах (и клинопироксенах), следует принять во внимание, что их растворимость зависит не только от давления, но также и от температуры (например, Zhang et al., 2003; Collerson et al., 2010). Температуры стабильности минералов-предшественников должны быть достаточно высокими для того, чтобы вместить все компоненты, которые распадались в ходе эксоллюзионного процесса. Довольно сложно оценить вклад температуры в стабильность изученных гранатов до распада твердых растворов, если использовать только экспериментальные данные. Тем не менее, путем проецирования оценок давления на кратонную геотерму для реконструированных составов граната были получены значения температуры 1300–1400 °С для образцов из трубок Удачная и Зарница и около 1250 °С для эклогита из трубки Обнаженная.

Среди силикатов мантийных пород гранат представляет собой главный концентратор фосфора (Hermann, Spandler, 2007; Thompson, 1975). Таким образом, выпадение апатита из граната ожидаемо. Вхождение фосфора в гранат тесно связан с замещением Na (Bishop et al., 1976; Haggerty et al., 1994; Reid et al., 1976). В эклогитовых гранатах исследуемой коллекции было рассмотрено соотношение Na, P и Ti. Как показано на **Рис. 58**, содержания Na_2O и $\text{TiO}_2 + \text{P}_2\text{O}_5$ в гранате имеют положительную корреляцию. Данная зависимость хорошо согласуется с данными по природным образцам мантийных ксенолитов (Reid et al., 1976; Haggerty et al., 1994). Для системы MORB (как валового состава, наиболее близкого к эклогитовым породам) экспериментально было показано, что содержания Na и (Ti + P) в гранате также находятся в положительной корреляции, при этом отношение (Ti + P):Na меняется с изменением как валового состава, так и физических параметров (температуры и/или давления) (Konzett, Frost, 2009). В образце из трубки Обнаженная содержания Na и (Ti + P) в реконструированном составе граната перекрываются с таковыми для гранатов из экспериментов (Konzett, Frost, 2009) для валового состава II (Mg-базальт), точки составов соответствуют 850-1125 °С и 3-8 ГПа. В реконструированных составах граната из ксенолитов трубок Удачная и Зарница значения (Ti + P) соответствуют точкам данных для экспериментов при 950-1200 °С и 7-8 ГПа для валового состава I (MORB) (Konzett, Frost, 2009). Тем не менее, содержание Na в реконструированных гранатах для образцов из трубок Удачная и Зарница сравнительно низкие по отношению к сумме четырехвалентных катионов. Если рассматривать изученные эклогиты в качестве реликтов океанической коры (в частности, реликтами MORB), требуется объяснение низких содержаний Na_2O в составах граната. Одной из причин может являться то, что низкие содержания Na по отношению к (Ti + P) в гранате возникают в результате присутствия флюида/расплава в системе до или во время распада твердого раствора. Последний вариант (присутствие флюида при распаде) соответствует выпадению минералов в открытой системе (Proyer et al., 2013). Посредством петрографического изучения эклогитов из кимберлитовых

трубок Удачная и Зарница был выявлен ряд структур (обособления с вторичными минералами (расплавные пакеты), тонкозернистые симплектиты по омфацитовому клинопироксену, келифитовые каймы вокруг граната), которые можно отнести к структурам, образовавшимся в результате метасоматического воздействия на породы и/или при частичном плавлении (Fung, Haggerty, 1995; Misra et al., 2004; Sobolev et al., 1999; Spetsius, Taylor, 2002). Таким образом, предположение о метасоматической «проработке» первичной эклогитовой ассоциации не является необоснованным.

Экспериментально было показано, что фосфор в силикатах замещает Si в тетраэдрических позициях (Т-позиции), при этом изолированные тетраэдры SiO₄ в островных силикатах более предпочтительны для вхождения фосфора, нежели связанные тетраэдры в цепочечных силикатах (Brunet, Chazot, 2001). Тем не менее, в цепочечных силикатах, в частности, в клинопироксене отмечается некоторое содержание фосфора (Konzett, Frost, 2009). Нахождение ламелей апатита в клинопироксенах изученных эклогитов указывает на то, что исходные пироксены содержали не менее 0.05 мас.% P₂O₅. Предполагается, что исходные пироксены были стабильны при температурах 900-1200 °С и давлениях около 4-8 ГПа (валовый состав I+II; Konzett, Frost, 2009). Присутствие ламелей апатита в пироксенах подобных эклогитов может служить в качестве дополнительного показателя сверхвысоких давлений на одном из этапов в истории пород.

Как отмечено в разделе **4.1.3.**, порфиробласты граната и кианита (образцы UV58/10 и LUV134/10) содержат монокристаллические включения SiO₂, которые, как правило, окружены заметным двулучепреломляющим гало. Как показано в работе Корсакова и др. (Korsakov et al., 2009), нахождение таких включений может указывать на их высокобарическое происхождение. Поскольку сдвиг комбинационной частоты зависит от давления и температуры, для включений кварца (параморфоз по коэситу) в гранате и кианите, а также для ламелей коэсита и кварца (параморфоз по коэситу) в гранате были рассчитаны остаточные давления (P_i) с использованием данных для полиморфных модификаций SiO₂ (Hemley, 1987). Было определено, что ламели и включения кварца в гранате сохранили давление на уровне 1.5-2.6 ГПа в образцах UV662/11 и UV58/10, в то время как в образце OLK1514 остаточное давление составляет 0.9-1.4 ГПа, самое низкое значение P_i (0.5 ГПа) рассчитано в LUV184/10. Ламели коэсита в гранате из образца UV662/11 сохранили остаточное давление до 0.9-1.4 ГПа. Включения кварца в кианите из образца LUV134/10 сохранили давление на уровне 0.9–1.1 ГПа. Близкие оценки остаточного давления были получены для включений α -кварца (параморфоз по коэситу) в гранатах алмазоносных эклогитов из трубок Удачная и Мир (Томиленко и др., 2009; Korsakov et al., 2009), а также α -кварца из силикатных глобул в гранате и кианите из гроспидита трубки Загадочная (Томиленко и др., 2011).

Симплектитовые сростания, найденные в эклогитах из трубки Удачная, предоставляют дополнительную информацию о происходивших субсолидусных превращениях. Геотермобарометрические оценки предполагают формирование полевошпат-клинопироксеновых симплектитов изученных образцов в интервале давлений, соответствующих полю устойчивости кварца. В применении к системе NCMAS (Gasparik, 2014) данные предполагают формирование симплектитов при температуре (около 1000 °С), сравнимой со значениями, полученными при геотермобарометрических расчетах для переуравновешенной гранат-клинопироксеновой ассоциации. Эти *P-T* параметры предполагают почти изотермическую декомпрессию пород из области переуравновешивания к области формирования симплектитов. Логично допустить, что подобное изменение *P-T* параметров происходило во время кимберлитового извержения.

С учетом особенностей химического состава минералов, петрографии пород, спектроскопических наблюдений, а также опубликованных данных по экспериментальной петрологии была выполнена реконструкция *P-T* истории пород, показанная на **Рис. 79**. На стадии I эклогитовые породы из алмазоносных кимберлитовых трубок Удачная и Зарница, вероятно, были выведены с глубин 210-260 км (**Рис. 79**) до уровня около 130-150 км, находящегося вблизи равновесия графит-алмаз (Kennedy, Kennedy, 1976). На стадии I эклогит из неалмазоносной кимберлитовой трубки Обнаженная был поднят с меньших глубин до границы смены фаз коэсит-кварц (**Рис. 79**). Стадия I отвечает параметрам стабильности гомогенных минералов до распада твердых растворов. По геотермобарометрическим оценкам эклогиты из трубок Удачная и Зарница были повторно уравновешены при 970-1080 °С и 4.1-4.9 ГПа (стадия II; **Рис. 79**). Эклогит группы А из трубки Обнаженная был переуравновешен при ~813 °С и 3.0 ГПа при значительно меньших *P-T* параметрах (стадия II; **Рис. 79**). Формирование симплектитов по омфациту в эклогитах трубки Удачная происходило в области устойчивости кварца (60-65 км) (стадия III, не показана на **Рис. 79**). На рисунке также изображены предполагаемые пути изменения параметров давления и температуры для изученных эклогитов. Имеющиеся заключения по *P-T* истории изученных эклогитов показывают, что вертикальное перемещение пород с глубин ~260 км не было мгновенным.

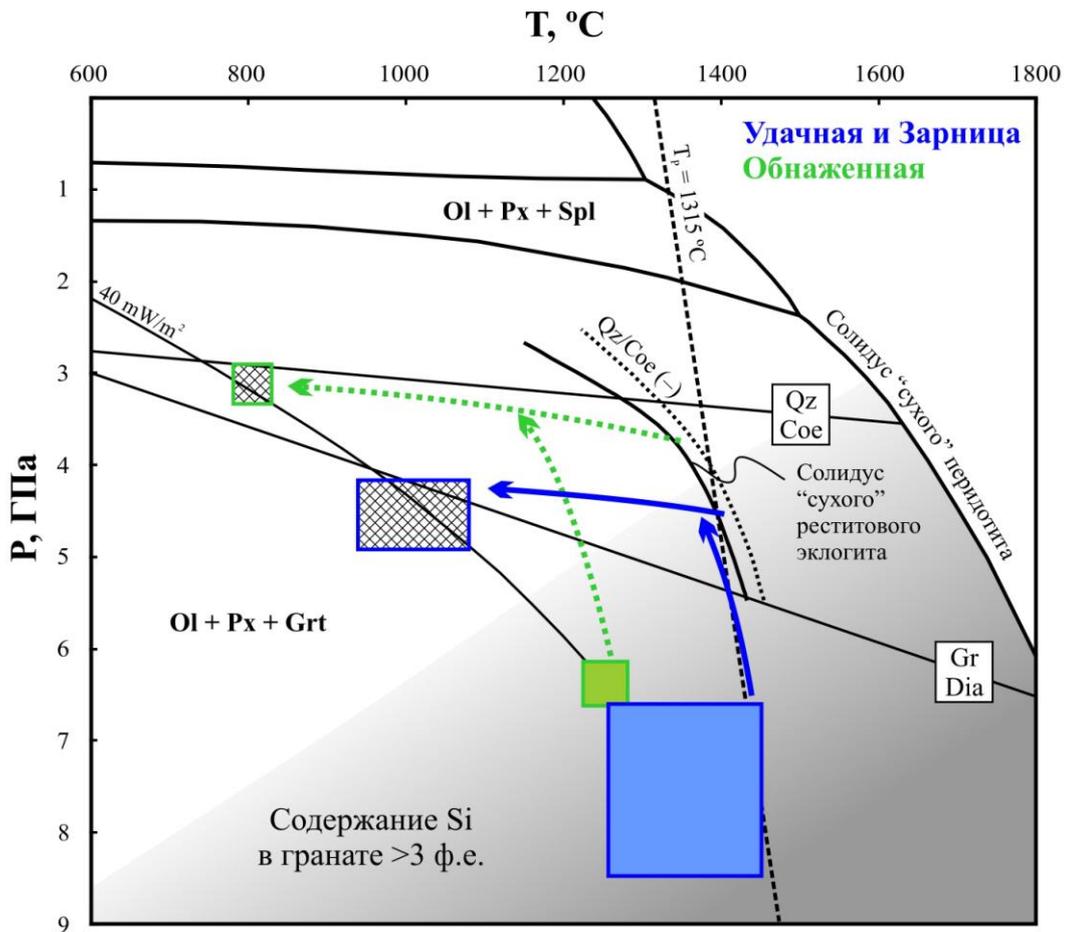


Рис. 79. Метаморфическая P – T эволюция пород эклогитового типа парагенезиса из трубок Удачная и Зарница (синее поле и синие стрелки), Обнаженная (зеленое поле и зеленые стрелки). Оценки P – T параметров для стадии I выполнены для ассоциаций реконструированных гомогенных минералов и показаны сплошными полями. Геотермобарометрические P – T оценки для стадии II до выноса эклогитовых ксенолитов кимберлитовыми расплавами показаны полями с двойной штриховкой. Поле стабильности граната, содержащего более 3 атомов Si на формулу, а также соотношения фаз в системе CMAS построены согласно работе Gasparik (2014). Кривая изэнтропы для температуры $T_p = 1315$ °C взята из работы McKenzie et al. (2005). Кривая солидуса для «сухого» (номинально безводного) коэситового эклогита, испытавшего экстракцию щелочного расплава дацит-риолитового состава (реститового эклогита), построена согласно работе Rosenthal et al. (2014). Кривая «Qz/Coe (-)» показывает стабильность кварца или коэсита в эклогите под этой кривой. Кривая солидуса «сухого» перидотита построена по экспериментальным данным (Gudfinnsson, Presnall, 1996). Линии фазовых переходов кварц–коэсит (Bose, Ganguly, 1995) и графит–алмаз (Kennedy, Kennedy, 1976) по экспериментальным данным. Линия геотермического градиента (континентальная геотерма) с величиной теплового потока 40 мВ/м^2 построена по расчетным данным (Pollack, Chapman, 1977).

Заключение

В ходе минералого-геохимических исследований детально охарактеризованы структуры распада твердых растворов в гранате, клинопироксене и ортопироксене (на материале мантийных ксенолитов перидотитового, вебстерит-пироксенитового и эклогитового типов парагенезисов из кимберлитовых трубок Якутии и Финляндии). В диссертационной работе впервые сравнивается минералогия продуктов распада граната, клинопироксена и ортопироксена перидотитового, вебстерит-пироксенитового и эклогитового типов парагенезисов и выявлены связи между парагенетической принадлежностью вмещающих силикатов и ассоциациями минералов в продуктах их распада. Впервые сопоставлены данные по структурам распада в гранатах и пироксенах, в результате чего выявлено, что сосуществующие вмещающие минералы претерпели единую $P-T$ эволюцию.

Основные научные результаты можно сформулировать следующим образом:

- В структурах распада в гранатах идентифицировано 12 минеральных видов, из них 10 минералов представляют собой продукты распада исходного гранатового твердого раствора. Наиболее распространенным минералом среди продуктов распада в гранатах является рутил. Рутил в гранатах находятся совместно с другими продуктами распада, представленными чаще всего пироксенами в породах перидотитового и вебстерит-пироксенитового типов парагенезиса, коэситом и/или апатитом в породах эклогитового типа парагенезиса.
- Продукты распада исходного пироксенового твердого раствора представлены 7 минеральными видами в клинопироксенах и 6 минеральными видами в ортопироксенах. Наиболее распространенными продуктами распада в них являются моноклинный или ромбический пироксены, рутил, ильменит, гранат.
- В породообразующих минералах мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок Якутии впервые сообщается о нахождении таких продуктов распада, как Na-Ca-амфиболы, апатит, коэсит, кварц. Структуры распада твердых растворов впервые описаны в гранатах и пироксенах лерцолитовых ксенолитов из кимберлитов Финляндии. Проведенные детальные исследования показали, что закономерно ориентированные дочерние минералы в гранатах (оливин, хромшпинелиды, апатит, Na-Ca-амфиболы, минералы группы кричтонита, коэсит) и пироксенах (Ca- и Na-Ca-амфиболы, апатит) являются продуктами распада гомогенных твердых растворов.
- Минералогия продуктов распада в породообразующих пироксенах и гранатах перидотитового и вебстерит-пироксенитового типов парагенезисов идентична, что

свидетельствует о генетическом сходстве процессов образования исходных гомогенных твердых растворов данных парагенетических типов.

- Минералы группы кричтонита и оливин из продуктов распада граната, шпинелиды и амфиболы из продуктов распада граната, клинопироксена и ортопироксена характерны для перидотитового и вебстерит-пироксенитового типов парагенезисов. Хромшпинелиды среди продуктов распада граната встречены только в ксенолитах из алмазоносных кимберлитовых трубок (Мир, Удачная, Лахтойоки). Амфиболы были отмечены среди продуктов распада гранатов и пироксенов только в ксенолитах из неалмазоносной трубки Обнаженная.

- Апатит из продуктов распада граната и клинопироксена, а также коэсит и кварц из продуктов распада граната наиболее типичны для эклогитового типа парагенезиса. Кварц из структур распада в гранатах эклогитового типа парагенезиса представляет собой параморфозы по коэситу и не является продуктом распада гранатового твердого раствора. Остаточное давление кварца в структурах распада достигает 1.5–2.0 ГПа, коэсита – 0.9–1.4 ГПа.

- В структурах распада в гранатах вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса впервые найдены клинопироксены, содержащие собственные продукты распада (рутил, ильменит). Данный вид составных (полиминеральных) продуктов распада в гранатах представляется результатом многостадийного процесса распада в субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ). В составных продуктах распада в гранате вебстерит-пироксенитового типа парагенезиса впервые идентифицирован плагиоклаз.

- Тонкие структуры распада в гранатах и пироксенах консервируются на начальных стадиях образования и присущи глубинным породам СКЛМ, переуравновешенным в верхней мантии при температурах 890–1270 °С и давлениях 4.5–5.6 ГПа. Развитые структуры распада сохраняются на более поздних стадиях формирования и характерны для ортопироксенов, клинопироксенов и гранатов из вебстеритов, пироксенитов и зернистых лерцолитов, переуравновешенных в верхней мантии при температурах 670–910 °С и давлениях 1.5–4.5 ГПа, а также для клинопироксенов и гранатов эклогитовых пород, переуравновешенных при температурах 810–1080 °С и давлениях 3.2–4.9 ГПа. Таким образом, сохранность стадий зарождения, роста и укрупнения в структурах распада твердых растворов в гранатах и пироксенах мантийных ксенолитов определяется параметрами температуры и давления переуравновешивания мантийных ассоциаций, а также длительностью отжига пород в условиях верхней мантии.

- Исходные гомогенные минералы из пород перидотитового и вебстерит-пироксенитового типов парагенезисов находились в мантии при температурах 1100–1400 °С и

давлениях более 5–6 ГПа, минералы из пород эклогитового типа парагенезиса – при температурах 1250–1400 °С и давлениях более 6–8 ГПа.

- Впервые установлено, что составы исходных гомогенных гранатов (порфиробласты + минералы развитых структур распада) перидотитового и вебстерит-пироксенитового типов парагенезисов из трубок Якутии близки составам гранатов с тонкими структурами распада (из наиболее глубоких образцов данной коллекции), а также составам низкохромистых разновидностей гранатов из ксенолитов деформированных перидотитов и гранатов мегакристовой ассоциации из кимберлитов Якутии и других районов, описанных ранее другими авторами.

- Обогащение по легким редкоземельным элементам в гранатах, слагающих ламели в ортопироксенах и клинопироксенах, унаследовано от минерала-хозяина. Гранат различных генераций (центральные и краевые части зерен, крупные и мелкие ламели в пироксенах) в ксенолитах перидотитового и вебстерит-пироксенитового типов парагенезисов характеризуется фракционированными распределениями редкоземельных элементов.

Список сокращений и условных обозначений

Принятые сокращения:

ат.% – атомные проценты

мас.% – массовые проценты

мол.% – мольные проценты

об.% – объемные проценты

ф.е. – формульные единицы

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

$Ca\# = 100 \times Ca / (Ca + Mg)$ – кальциевость

$Cr\# = 100 \times Cr / (Cr + Al)$ – хромистость

КР – комбинационное рассеяние (спектроскопия комбинационного рассеяния или рамановская спектроскопия)

РЗЭ – редкоземельные элементы

СЭМ – сканирующая электронная микроскопия

СКЛМ – субконтинентальная литосферная мантия

ЭДС – энерго-дисперсионная спектрометрия

LA ICP-MS – масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией

Сокращения минералов, миналов (согласно Whitney, Evans, 2010):

Ab – альбит

Adr – андрадит

Alm – альмандин

Amp – амфиболы

An – анортит

Ap – апатит

Brs – барруазит

Ca-Es – молекула Са-Эскола

Ca-Ts – молекула Са-Чермака

Chr – хромит

Coe – коэсит

Cpx – клинопироксен

Cpx-1 – породообразующий клинопироксен

Cpx-2 – клинопироксен из симплектитов по омфациту

Ctn – минералы группы кричтонита
 Di – диопсид
 Ed – эденит
 En – энстатит
 Fa – фаялит
 Fo – форстерит
 Fs – ферросилит
 Grs – гроссулярь
 Grt – гранат
 Hd – геденбергит
 Ilm - ильменит
 KJd – калиевый клинопироксен, К-жадеит (KAlSi_2O_6)
 Knr – кноррингит
 Maj – мейджорит ($\text{Mg}_3\text{MgSiSi}_3\text{O}_{12}$)
 Mkt – магнезиокатофорит
 Mrt – моримотоит ($\text{Ca}_3\text{TiFe}^{2+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$)
 Mrt-Mg – моримотоит-Mg ($\text{Ca}_3\text{TiMgSi}_3\text{O}_{12}$)
 NaTi Cpx – Na-Ti пироксен ($\text{Na}(\text{Mg,Fe})_{0.5}\text{Ti}_{0.5}\text{Si}_2\text{O}_6$)
 NaTi Grt – Na-Ti гранат ($\text{Na}_2\text{CaTi}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$)
 Ol – оливин
 Opx – ортопироксен
 Or – ортоклаз
 Phl – флогопит
 Pl – плагиоклаз
 Prg – паргасит
 Prp – пироп
 Qz – кварц
 Rt – рутил
 Scl-Al – шорломит-Al ($\text{Ca}_3\text{Ti}_2\text{SiAl}_2\text{O}_{12}$)
 Skg – скиагит ($\text{Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$)
 Sps – спессартин
 Ter – тефроит
 Ts – молекула Чермака
 Uv – уваровит
 Wo – волластонит

Список литературы

- 1) Алмазные месторождения Якутии. / Бобриевич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Красов Л. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К.; Под ред. Соболев В. С. – Москва: Госгеолтехиздат, 1959а. – 527 с.
- 2) Барашков Ю.П. Некоторые вопросы генезиса оливина кимберлитовых пород // Парагенезисы минералов кимберлитовых пород. – Якутск, 1981. – С. 36–55.
- 3) Бартошинский З.В. Об алмазах из эклогита кимберлитовой трубки Мир // Геология и геофизика. – 1960. – № 6. – С. 129–131.
- 4) Бобриевич А.П., Смирнов Г.И., Соболев В.С. Ксенолит эклогита с алмазами // Доклады Академии наук СССР. – 1959b. – Т. 126. – № 3. – С. 637–640.
- 5) Бобров А.В., Сироткина Е.А., Гаранин В.К., Бовкун А.В., Корост Д.В., Шкурский Б.Б. Мэйджоритовые гранаты со структурами распада из кимберлитовой трубки Мир (Якутия) // Доклады Академии наук. – 2012. – Т. 444. – № 1. – С. 56-60.
- 6) Варламов Д.А., Гаранин В.К., Костровицкий С.И. Экзотические высокотитанистые минералы как включения в гранатах из нижнекоровых и мантийных ксенолитов // Доклады Академии наук. – 1995. – Т. 345. – № 3. – С 364-366.
- 7) Галимов Э.М., Соловьева Л.В., Беломестных А.В. Изотопный состав углерода метасоматически измененных пород мантии // Геохимия. – 1989. – № 4. – С. 508-515.
- 8) Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Серенко В.П., Сошнина Л.Т. Минералогия ильменитовых гипербазитов кимберлитовой трубки Мир // Известия Академии наук СССР. Серия: геология, 1983. – №2. – С. 84–95.
- 9) Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. / Брахфогель Ф.Ф. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. – 128 с.
- 10) Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. / Соболев Н.В. – Новосибирск: Наука, 1974. – 263 с.
- 11) Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. / Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И. – Москва: Наука, 1976. – 284 с.
- 12) Дэвис Г.П., Соболев Н.В., Харьков А.Д. Новые данные о возрасте якутских кимберлитов, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Доклады Академии наук СССР. – 1980. – Т. 254. – С. 53-57.
- 13) Зедгенизов Д.А., Шацкий В.С., Панин А.В., Евтушенко О.В., Рагозин А.Л., Каги Х. Свидетельства фазовых переходов минеральных включений в сверхглубинных алмазах из месторождения Сао-Луис (Бразилия) // Геология и геофизика. – 2015. – № 1-2. – С. 384-396.
- 14) Кимберлитовая трубка «Удачная». Вещественный состав и условия формирования. / Зинчук Н. Н., Специус З. В., Зуенко В. В., Зуев В. М. – Новосибирск: Изд-во Новосиб. ун-та, 1993. – 147 с.
- 15) Кимберлитовые породы и пикритовые порфириды северо-восточной части Сибирской платформы. / Милашев В.А., Крутойарский М.А., Рабкин М.И., Эрлих Э.М.– Москва: Госгеолтехиздат, 1963. – 214 с.

- 16) Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: вещество верхней мантии под древними платформами. / Соловьева Л.В., Егоров К.Н., Маркова М.Е., Харьков А.Д., Пополитов К.Э., Баранкевич В.Г. – Новосибирск: Наука, Сибирская издательская группа, 1994. – 256 с.
- 17) Кимберлиты и ксенолиты в них. / Доусон Дж.Б. – Москва: Мир, 1983. – 300 с.
- 18) Кинни П. Д., Гриффин Б. Д., Хеамен Л. М., Брахфогель Ф. Ф., Специус З. В. Определение U-Pb возрастов перовскитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 1. – С. 91-99.
- 19) Коренные месторождения алмазов мира. / Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. – М.: Недра, 1998. – 555 с.
- 20) Костровицкий С.И., Гаранин В. К. Высокохромистые титанаты в пиропсах дайки Алданская (Якутия) // Записки ВМО. – 1992. – Ч. 121. – № 1. – С. 67-72.
- 21) Кулигин С.С. Комплекс пироксенитов из кимберлитов различных регионов Сибирской платформы: диссертация на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. / Кулигин Сергей Семенович. – Новосибирск, 1997. – 206 с.
- 22) Лазько Е.Е., Серенко В.П., Муравицкая Г.Н. Катаклазированный перидотит с гранатом изменяющегося состава из кимберлитовой трубки «Удачная» (Якутия) // Доклады Академии наук СССР. – 1983. – Т. 286. – № 6. – С. 1458–1462.
- 23) Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. / Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д. – Москва: Наука, 1988. – 288 с.
- 24) Логвинова А.М., Тэйлор Л., Федорова Е.Н., Елисеев А.П., Вирт Р., Ховарт Д., Реутский В.Н., Соболев Н.В. Уникальный ксенолит алмазосного перидотита из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия): роль субдукции в образовании алмазов // Геология и геофизика. – 2015. – № 1-2. – С. 397–415.
- 25) Мальков, Б.А. Белемниты и эклогиты в кимберлитах трубки обнаженной на Оленекском поднятии (Якутия) // Вестник КГП. – 2008. – №. 6. – С. 12–14.
- 26) Маршинцев В.К., Мигалкин К.Н., Николаев Н.С., Барашков Ю.П. Неизменный кимберлит трубки «Удачная-Восточная» // Доклады Академии наук СССР. – 1976. – Т. 231. – № 4. – С. 961-964.
- 27) Милашев В.А. Родственные включения в кимберлитовой трубке «Обнаженная» (бассейн р. Оленек) // Записки ВМО. – 1960. – Ч. 89. – №. 3. – С. 284-299.
- 28) Милашев В.А., Шульгина Н.И. Новые данные о возрасте кимберлитов Сибирской платформы // Доклады Академии Наук СССР. – 1959. – Т. 126. – № 6. – С. 1320-1322.
- 29) Минералы-спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород. / Лазько Е.Е. – Москва: Недра, 1979. – 192 с.
- 30) Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. / Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. – Новосибирск: ГЕО, 2001. – 276 с.
- 31) Овчинников Ю.И. Сравнительная характеристика глубинных включений из кимберлитовой трубки «Обнаженная» (Якутия) и щелочных базальтоидов Хакасии (в связи с проблемой неоднородности зон континентальной литосферы): автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. / Овчинников Юрий Иванович. – Новосибирск, 1989. – 16 с.

- 32) Основные черты поведения минералов. / Патнис А., МакКоннел Дж. – Москва: Мир, 1983. – 304 с.
- 33) Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. / Бобриевич А.П., Илупин Н.П., Козлов И.Т. – Москва: Недра, 1964. – 190 с.
- 34) Пономаренко А.И., Серенко В.П., Лазько Е.Е. Первые находки алмазоносных эклогитов в кимберлитовой трубке Удачная // Доклады Академии наук СССР. –1973. – Т. 209. – № 1. –С. 188–189.
- 35) Пономаренко А.И. Алькремиты – новая разновидность глиноземистых гипербазитов (ксенолиты из трубки Удачная) // Доклады Академии наук СССР. – 1975. – Т. 225. – № 4. – С. 928-931.
- 36) Пономаренко А.И., Соболев Н.В., Похиленко Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Соболев В.С. Алмазоносный гроспидит и алмазоносные дистеновые эклогиты из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) // Доклады Академии наук СССР. –1976. – Т. 226. – № 4. –С. 927–930.
- 37) Пономаренко А.И. Первая находка гранат-ильменитового перидотита с алмазами из кимберлитовой трубки Мир // Доклады Академии наук СССР. – 1977. – Т. 235. – № 6. – С. 1416-1418.
- 38) Пономаренко А.И., Speziус З.В., Соболев Н.В. Новый тип алмазоносных пород – гранатовые пироксениты // Доклады Академии наук СССР. – 1980. – Т. 251. – № 2. – С. 438-441.
- 39) Похиленко Л.Н., Алифирова Т.А. Плагиоклаз и апатит из экссолуционных структур в минералах мантийных ксенолитов // Доклады Академии наук. – 2011. – Т. 437. – № 4. – С. 540–542.
- 40) Похиленко Л.Н., Похиленко Н.П., Стенина Н.Г., Соболев Н.В. Экссолуционные структуры в клинопироксене ксенолита эклогита сложного состава из кимберлитовой трубки Обнаженная (Якутия) // Материалы II Международной конференции «Кристаллогенезис и минералогия» (С.-Петербург, 1-5 октября 2007 г.). – 2007. – С.325-327.
- 41) Похиленко Н. П., Соболев Н. В., Соболев В. С., Лаврентьев Ю. Г. Ксенолит алмазоносного ильменит-пиропового лерцолита из кимберлитовой трубки «Удачная» (Якутия) // Доклады Академии Наук СССР. – 1976. – Т. 231. – № 2. – С. 438-441.
- 42) Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Гранаты различного состава в образце катаклазированного лерцолита из кимберлитовой трубки Удачная // XI съезд Международной минералогической ассоциации: тезисы докладов. – Новосибирск, 1978. – Т. 2. – С. 35.
- 43) Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Бойд Ф.Р., Пирсон Г.Д., Шимизу Н. Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: минералогия, геохимические особенности и проблема происхождения // Геология и геофизика. – 1993. – Т. 1. – С. 71-84.
- 44) Похиленко Н.П. Мантийные парагенезисы в кимберлитах, их происхождение и поисковое значение: диссертация на соискание ученой степени д-ра геол.-мин. наук. / Похиленко Николай Петрович. – Новосибирск, 1990. – 480 с.
- 45) Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. / Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. – Москва: Научный мир, 2006. – 212 с.
- 46) Смелов, А.П., Габышев, В.Д., Ковач, А.Б. Общая структура фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – Москва: МАИК «Наука/Интерпериодика». – 2001. – С. 108 – 112.

- 47) Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Похиленко Н.П. Изоморфная примесь титана в пироп-альмандиновых гранатах // Записки ВМО. – 1973. – Т. 102. – С. 150–155.
- 48) Соболев В.С., Соболев Н.В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и строение мантии // Доклады Академии наук СССР. – 1964. – Т. 158. – С. 22-26.
- 49) Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Ефимова Э. С. Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // Геология и геофизика. – 1984. – № 12. – С. 63-80.
- 50) Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Реймерс Л.Ф., Захарченко О.Д., Махин А.И., Усова Л.В. Минеральные включения в алмазах Архангельской алмазоносной провинции // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 2. – С. 358–370.
- 51) Соловьева Л.В., Костровицкий С.И., Уханов А.В., Суворова Л.Ф., Алымова Н.В. Мегакристаллический ортопироксенит с графитом из трубки Удачная, Якутия // Доклады Академии наук. – 2002. – Т. 385. С. 231-235.
- 52) Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н, Костровицкий С.И., Королюк В.Н., Суворова Л.Ф. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 4. – С. 281 – 301.
- 53) Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. / Специус З.В., Серенко В.П. – Москва: Наука, 1990. – 272 с.
- 54) Субсолидусные превращения твердых растворов породообразующих минералов. / Хисина Н.Р. – М.: Наука, 1987. – 206 с.
- 55) Теоретическая кристаллохимия. / Урусов В. С. – Москва: Изд-во МГУ, 1987. – 275 с.
- 56) Теория изоморфной смесимости. / Урусов В. С. – Москва: Наука, 1977. – 251 с.
- 57) Томиленко А.А., Ковязин С.В., Похиленко Л.Н., Соболев Н.В. Первичные углеводородные включения в гранате алмазоносного эклогита из кимберлитовой трубки Удачная, Якутия // Доклады Академии наук. – 2009. – Т.426. – № 4. – С. 533–536.
- 58) Томиленко А.А., Ковязин С.В., Похиленко Л.Н., Соболев Н.В. Силикатные глобулы в кианите гроспидитов из кимберлитовой трубки Загадочная, Якутия: проблема происхождения // Доклады Академии наук. – 2011. – Т. 436. – № 2. – 243–246.
- 59) Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л. Мэйджоритовые гранаты в алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады Академии наук. – 2010. – Т. 42. – № 6. – С. 811–814.
- 60) Шацкий, В.С., Бузлукова, Л.В., Ягоутц, Э., Козьменко, О.А., Митюхин, С.И. Строение и эволюция нижней коры Далдын-Алакитского района Якутской алмазоносной провинции (по данным изучения ксенолитов) // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46. – № 12. – С. 1273–1289.
- 61) Agashev A.M., Watanabe T., Kuligan S.S., Pokhilenko N.P., Orihashi Y. Rb–Sr and Sm–Nd isotopes in garnet pyroxenite xenoliths from Siberian kimberlites: an insight into lithospheric mantle // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. – 2001. – V. 96. – P. 7–18.
- 62) Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P., Golovin A.V., Cherepanova Yu., Sharygin I.S. Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya // Lithos. – 2013. – V. 160-161. – P. 201-215.

- 63) Ague J.J., Eckert J.O. Jr. Precipitation of rutile and ilmenite needles in garnet: implications for extreme metamorphic conditions in the Acadian Orogen, U.S.A // *American Mineralogist*. – 2012. – V. 79. P. 840–855.
- 64) Ai Y. A revision of the garnet–clinopyroxene Fe^{2+} – Mg exchange geothermometer // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1994. V. 115. P. 467–473.
- 65) Akaogi M., Akimoto S. Pyroxene-garnet solid-solution equilibria in the systems $\text{Mg}_4\text{Si}_4\text{O}_{12}$ – $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ and $\text{Fe}_4\text{Si}_4\text{O}_{12}$ – $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ at high pressures and temperatures // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 1977. – V. 15. – P. 90-106.
- 66) Akaogi M., Akimoto S. High pressure phase equilibria in a garnet lherzolite, with special reference to Mg^{2+} – Fe^{2+} partitioning among constituent minerals // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 1979. – V. 19. – P. 31-51.
- 67) Alifirova T.A., Pokhilenko L.N., Ovchinnikov Y.I., Donnelly C.L., Riches A.J.V., Taylor L.A. Petrologic origin of exsolution textures in mantle minerals: evidence in pyroxenitic xenoliths from Yakutia kimberlites // *International Geology Review*. 2012a. – V. 54. – P. 1071–1092.
- 68) Alifirova T.A., Pokhilenko L.N., Malkovets V.G., Griffin W.L. Petrological inferences for the role of exsolution in upper mantle: evidence from the Yakutian kimberlite xenoliths // 10th International Kimberlite Conference, Bangalore, India. Long Abstracts [Электрон. ресурс]. – 2012b. – 1 электрон. опт. диск (CD-ROM) – No. 10IKC-048.
- 69) Alifirova T.A., Pokhilenko L.N., Korsakov A.V. Amphibole in exsolution textures of garnet and its connection with fluid-saturated conditions of ancient subduction zones // Abstract for 11th GeoRaman International Conference, June 15-19, 2014, St. Louis, Missouri, USA [Электрон. ресурс]. – 2014. – Abstract No. 5084. – Режим доступа: <http://georaman2014.wustl.edu>.
- 70) Alifirova T.A., Pokhilenko L.N., Korsakov A.V. Apatite, SiO_2 , rutile and orthopyroxene precipitates in minerals of eclogite xenoliths from Yakutian kimberlites, Russia // *Lithos*. – 2015. – V. 226. – P. 31–49.
- 71) Anand M., Taylor L.A., Misra K.C., Carlson W.D., Sobolev N.V. Nature of diamonds in Yakutian eclogites: views from eclogite tomography and mineral inclusions in diamonds // *Lithos*. – 2004. – V. 77. – № 1-4. – P. 333-348.
- 72) Aoki K., Fujimaki H., Kitamura M. Exsolved garnet-bearing pyroxene megacrysts from some South African kimberlites // *Lithos*. – 1980. – V. 13. – № 3. – P. 269-279.
- 73) Aoki K.-I., Shiba I. Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itiome-gata, Japan // *Lithos*. – 1973. – V. 6. – P. 41–51.
- 74) Armbruster T., Birrer J., Libowitzky E., Beran A. Crystal chemistry of Ti-bearing andradites // *European Journal of Mineralogy*. – 1998. – V. 10. – P. 907-921.
- 75) Aulbach S., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Doyle B.J. Origins of xenolithic eclogites and pyroxenites from the Central Slave Craton, Canada // *Journal of Petrology*. – 2007. – V. 48. – P. 1843–1873.
- 76) Battey M.H., Davidson W. Exsolution of plagioclase from clinopyroxene in a pyroxenite from Jotunheimen, Norway // *Mineralogical Magazine*. – 1977. – V. 41. – P. 513-518.

- 77) Beard L.B., Fraracci K.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Clayton R.A., Mayeda T.K., Sobolev N.V. Petrography and geochemistry of eclogites from the Mir kimberlite, Yakutia, Russia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1996. – V. 125. – P. 293-310.
- 78) Boudeulle M. Disproportionation in mineral solid solutions: symmetry constraints on precipitate orientation and morphology. Implications for the study of oriented intergrowths // *Journal of Applied Crystallography*. – 1994. – V. 27. – P. 567–573.
- 79) Boullier A.M., Nicolas A. Classification of texture and fabric of peridotite xenoliths from South African kimberlites // *Physics and Chemistry of the Earth*. – 1975. – V. 9. – P. 467-476.
- 80) Bown M.G., Gay P. The identification of oriented inclusions in pyroxene crystals // *The American Mineralogist*. – 1959. – V. 44. – P. 592–602.
- 81) Baker B.M., Wyllie P.J. High-pressure apatite solubility in carbonate-rich liquids: Implications for mantle metasomatism // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1992. – V. 56. – P. 3409–3422.
- 82) Barron B.J., Barron L.M. Phanerozoic diamonds and decompression microstructures in eclogitic garnet and clinopyroxene from eastern Australia: Implications for continental crust-mantle development // *Extended Abstracts of the 9th International Kimberlite Conference, Frankfurt, Germany [Электрон. ресурс]*. – 2008. – 1 электрон. опт. диск (CD-ROM) – No. 9IKC-A-00025.
- 83) 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. – P. 1499–1527.
- 84) 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 2: origins of the high MgO eclogites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2002. – V. 66. – P. 4325–4345.
- 85) Beard B. L., Fraracci K. N., Taylor L. A., Snyder G. A., Clayton R. A., Mayeda T. K., Sobolev N.V. Petrography and geochemistry of eclogites from the Mir kimberlite, Yakutia, Russia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1996. – V. 125. – P. 293–310.
- 86) Beck R. Untersuchungen über einige südafrikanische Diamantlagerstätten // *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*. – 1907. – V. 59. – P. 275-307.
- 87) Becker H. Petrological constraints on the cooling history of high-temperature garnet peridotite massifs in lower Austria // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1997. – V. 128. – P. 272-286.
- 88) Beeson M.N., Jackson E.D. origin of the garnet pyroxenite xenolith at Salt Lake Crater, Oahu // *Mineralogical Society of America Special Papers*. – 1970. – V. 3. – P. 95-112.
- 89) Bell D.R., Rossman G.R. The distribution of hydroxyl in garnets from the subcontinental mantle of Southern Africa // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1992. – V. 111. – P. 161-178.
- 90) Bishop F.C., Smith J.V., Dawson J.B. Na, P, Ti and coordination of Si in garnet from peridotite and eclogite xenoliths // *Nature*. – 1976. – V. 260. – P. 696-697.
- 91) Bizimis M., Griselein M., Lassiter J.C., Salters V.J.M., Sen G. Ancient recycled mantle lithosphere in the Hawaiian plume: Osmium-Hafnium isotopic evidence from peridotite mantle xenoliths // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2007. – V. 257. – P. 259-273.

- 92) Bizimis M., Sen G., Salters V.J.M., Keshav S. Hf-Nd-Sr isotope systematic of garnet pyroxenites from Salt Lake Crater, Oahu, Hawaii: Evidence for a depleted component in Hawaiian volcanism // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2005. – V. 69. – P. 2629-2646.
- 93) Bodinier J.L., Godard M. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites // In: Holland H.D., Turekian K.K. (Eds.). *Treatise on geochemistry*. – Amsterdam: Elsevier, 2003. – P. 103–170.
- 94) Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precambrian Research*. – 2008. – V. 160. – P. 23–45.
- 95) Bose K., Ganguly J. Quartz–coesite transition revisited: Reversed experimental determination at 500–1200 °C and retrieved thermochemical properties // *American Mineralogist*. – 1995. – V. 80. – P. 231–238.
- 96) Boyd F. R. A pyroxene geotherm // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1973. – V. 37. – P. 2533-2546.
- 97) Boyd F.R. Ultramafic nodules from the Frank Smith kimberlite pipe, South Africa // *Carnegie Institution of Washington Year Book*. – 1974. – V. 73. – P. 285-294.
- 98) Boyd F.R., Nixon P.H. Origin of the ilmenite-silicate nodules in kimberlites from Lesotho and South Africa // *Lesotho kimberlites*. – Maseru, 1973. – P. 254-268.
- 99) Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotites xenoliths // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1997. – V. 128. – P. 228–246.
- 100) Bozhilov K.N., Green II H.W., Dobrzhinetskaya L. Clinoenstatite in Alpe Arami peridotite: additional evidence of very high pressure // *Science*. – 1999. – V. 284. – P. 128-132.
- 101) Bozhilov K.N., Green II H.W., Dobrzhinetskaya L. Quantitative 3D measurement of ilmenite abundance in Alpe Arami olivine by confocal microscopy: Confirmation of high-pressure origin // *American Mineralogist*. – 2003. – V. 88. – P. 596–603.
- 102) Brenker F.E., Stachel T., Harris J.W. Exhumation of lower mantle inclusions in diamond: A TEM investigation of retrograde phase transitions, reactions and exsolution // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2002. – V. 198. – P. 1-9.
- 103) Brey G.P., Köhler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *Journal of Petrology*. – 1990. – V. 31. – P. 1353-1378.
- 104) Brey G.P., Köhler T., Nickel K.G. Geothermobarometry in four-phase lherzolites. I. Experimental results from 10 to 60 kbar // *Journal of Petrology*. – 1990. – V. 31. – P. 1313-1352.
- 105) Brunet F., Chazot G. Partitioning of phosphorus between olivine, clinopyroxene and silicate glass in a spinel lherzolite xenolith from Yemen // *Chemical Geology*. – 2001. – V. 176. P. 51–72.
- 106) Bücking G.M. Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland // *Mineralogical Magazine*. – 1983. – V. 31. – P. 511–543.
- 107) Burgess S.R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9 - G10 garnets in peridotite xenoliths, II: REE chemistry // *Journal of Petrology*. – 2004. – V. 45. – No. 3. – P. 609 – 634.

- 108) Burgess S.R., Harte, B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9/G10 garnet in peridotite xenoliths, I: Major element chemistry // In: Gurney J. J., Gurney J. L., Pascoe M. D., Richardson S. H. (eds) Proceedings of the 7th Kimberlite Conference (Dawson volume). Cape Town: Red Roof Design, 1999. – P. 66 – 80.
- 109) Caporuscio F.A., Smyth J.R. Trace element crystal chemistry of mantle eclogites // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1990. – V. 105. – P. 550–561.
- 110) Cashman K.V., Marsh B.D. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization II: Makaopuhi lava lake // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1988. – V. 99. – P. 292–305.
- 111) Chakhmouradian A.R., McCammon C.A. Schorlomite: a discussion of the crystal chemistry, formula, and inter-species boundaries // Physics and Chemistry of Minerals. – 2005. – V. 32. – P. 277–289.
- 112) Champness P.E., Lorimer G.W. Precipitation (exsolution) in an orthopyroxene // Journal of Materials Science. – 1973. – V. 8. – P. 467–474.
- 113) Champness, P. E. and Lorimer G.W. Exsolution in silicates. // In: Wenk H.-R. et al. Eds., Electron Microscopy in Mineralogy. – Berlin: Springer-Verlag, 1976. – P. 174–204.
- 114) Clarke D.B., Pe-Piper G.G. Multiply exsolved clinopyroxene megacrysts from the Frank Smith pipe, Cape Province, South Africa // Lithos. – 1983. – V. 16. – P. 75–84.
- 115) Coleman R.G., Lee D.E., Beatty L.B., Brannock W.W. Eclogites and eclogites: Their differences and similarities // Geological Society of America Bulletin. – 1965. – V. 76. – P. 483–508.
- 116) Collerson K.D., Williams Q., Kamber B.S., Omori S., Arai H., Ohtani E. Majoritic garnet: a new approach to pressure estimation of shock events in meteorites and the encapsulation of sub-lithospheric inclusions in diamond // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2010. – V. 74. – P. 5939–5957.
- 117) Coltorti M., Bonadiman C., Hinton R.W., Siena F., Upton B.G.J. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean // Journal of Petrology. – 1999. – V. 40. – No. 1. – P. 133–165.
- 118) Conquére F. Comments on “The bearing of phase-equilibria in simple and complex systems on the origin and evolution of some well-documented garnet websterites” by C.T. Herzberg // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1979. – V. 219. – P. 219–222.
- 119) Conquére F., Fabriès J. Chemical disequilibrium and its thermal significance in spinel peridotites from the Lherz and Freychinede ultramafic bodies (Ariege, French Pyrenees). // In: Kimberlites II: the Mantle and Crust-Mantle Relationships, Kornprobst J. (Ed.) – Amsterdam: Elsevier, 1984. – P. 319–331.
- 120) Cox K.G., Smith M.R., Beswetherick S. Textural studies of garnet lherzolites: evidence of exsolution origin from high-temperature harzburgites. // In: Nixon, P. H. (ed.) Mantle Xenoliths. – New York: John Wiley, 1987. – P. 537–550.
- 121) Dawson J.B. A fertile harzburgite – garnet lherzolite transition: possible inferences from the roles of strain and metasomatism in upper mantle peridotites // Lithos. – 2004. – V. 77. – P. 553–569.
- 122) Dawson J.B., Reid A.M. A pyroxene-ilmenite intergrowth from the Monastery Mine, South Africa // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1970. – V. 26. – P. 296–301.

- 123) Dawson J., Smith J. Garnet exsolution from stressed orthopyroxene in garnet Iherzolite from the Monastery Mine // In: Extended Abstracts of the 7th International Conference on Kimberlites. – Cape Town: University of Cape Town, 1973. – P. 81–82.
- 124) Dawson J.B., Smith J.V. Relationships between eclogites and certain megacrysts from the Jagersfontein kimberlite, South Africa // *Lithos*. – 1986. – V. 19. – P. 325–330.
- 125) Day J.M.D., Pearson D.G., Macpherson C.G., Lowry D., Carracedo J.-C. Evidence for distinct proportions of subducted oceanic crust and lithosphere in HIMU-type mantle beneath El Hierro and La Palma, Canary Islands // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2010. – V. 74. – P. 6565-6589.
- 126) Dobrzhinetskaya L.F., Green H. W. II., Wang S. Alpe Arami: a peridotite massif from depths of more than 300 kilometers // *Science*. – 1996. – V. 271. – P. 1841–1845.
- 127) Dobrzhinetskaya L.F., Schweinehage R., Massonne H.-J., Green H.W. Silica precipitates in omphacite from eclogite at Alpe Arami, Switzerland: evidence of deep subduction // *Journal of metamorphic Geology*. – 2002. – V. 20. – P. 481–492.
- 128) Dobrzhinetskaya L.F., Green H.W., Renfro A.P., Bozhilov K.N., Sprengler D., van Roermund H.L.M. Precipitation of pyroxenes and Mg_2SiO_4 from majoritic garnet: simulation of peridotite exhumation from great depth // *Terra Nova*. – 2004. – V. 16. – P. 325-330.
- 129) Downes H. Origin and significance of spinel and garnet pyroxenites in the shallow lithospheric mantle: Ultramafic massifs in orogenic belts in Western Europe and NW Africa // *Lithos*. – 2007. – V. 99. – P. 1-24.
- 130) Draper D.S., Xirouchakis D., Agee C.B. Trace element partitioning between garnet and chondritic melt from 5 to 9 GPa: implications for the onset of the majorite transition in the Martian mantle // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 2003. – V. 139. – P. 149-169.
- 131) Drury M.R., van Roermund H.L.M., Carswell D.A., De Smet J.H., Van den Berg A.P., Vlaar N.J. Emplacement of deep upper-mantle rocks into cratonic lithosphere by convection and diapiric upwelling // *Journal of Petrology*. – 2001. – V. 42. – P. 131-140.
- 132) Edwards A.B. Differentiation of the dolerites of Tasmania // *The Journal of Geology*. – 1942. – V.50. – P. 451–480, 579–610.
- 133) Eine untersuchung uber monocline pyroxene mit kleinrm winkel der optischen axen und niedrigem kalkgehalt. / Wahl W. – Helsingfors, 1906. – 147 p.
- 134) Elkins-Tanton L.T., Hager B. H. Melt intrusion as a trigger for lithospheric foundering and the eruption of the Siberian flood basalts // *Geophysical Research Letters*. – 2000. – V. 27. – P. 3937-3940.
- 135) Ellis D.J., Green D.H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1979. – V. 71. – P. 13-22.
- 136) Essene E.J., Fyfe W.S. Omphacite in California metamorphic rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1967. – V. 15. P. 1–23.
- 137) Farges F., Brown Jr. G.E., Rehr J.J. Ti K-edge XANES studies of Ti coordination and disorder in oxide compounds: comparison between theory and experiment // *Physical Review*. – 1997. – V. 56. – P. 1809–1819.
- 138) Franz L., Brey G.P., Okrusch M.. Reequilibrium of ultramafic xenoliths from Namibia by metasomatic processes at the mantle boundary // *Journal of Geology*. – 1996a. – V. 104. – P. 599-615.

- 139) Franz L., Brey G.P., Okrusch M. Steady-state geotherm, thermal disturbances, and tectonic development of the lower lithosphere underneath the Gibeon Kimberlite Province, Namibia // *Contributions to Mineralogy Petrology*. – 1996b. – V. 126. – P. 181-198.
- 140) Fung A.T., Haggerty S.E. Petrography and mineral compositions of eclogites from the Koidu Kimberlite Complex, Sierra Leone // *Journal of Geophysical Research*. – 1995. – V. 100. – P. 20451–20473.
- 141) Garrison J.R.Jr., Taylor L.A. Petrogenesis of pyroxene-oxide intergrowths from kimberlite and cumulate rocks: co-precipitation or exsolution? // *American Mineralogist*. – 1981. – V. 66. – P. 723-740.
- 142) Gasparik T., Lindsley D.H. Phase equilibria at high pressure of pyroxenes containing monovalent and trivalent ions // In: Prewitt C.T. (Ed.), *Pyroxenes. Reviews in Mineralogy 1*. – Washington DC: Mineralogical Society of America, 1980. – P. 309–339.
- 143) Gasparik T. Phase relations in the transition zone // *Journal of Geophysical Research*. – 1990. – V. 95. – P. 15751-15769.
- 144) Gasparik T. An internally consistently thermodynamic model for the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ derived primarily from phase equilibrium data // *Journal of Geology*. – 2000. – V. 108. – P. 103–119.
- 145) Gasparik T., Lindsley D.H. Phase equilibria at high pressure of pyroxenes containing monovalent and trivalent ions // In: Prewitt C.T. (ed), *Reviews in Mineralogy, 1, Pyroxenes*. – Washington DC: Mineralogical Society of America, 1980. – P. 309–339.
- 146) Geiger C.A., Langer K., Bell D.R., Rossman G.R., Winkler B. The hydroxide component in synthetic pyrope // *American Mineralogist*. – 1991. – V. 76. – P. 49–59.
- 147) Gibson S.A., McMahon S.C., Day J.A., Dawson J.B. High refractory lithospheric mantle beneath the Tanzanian Craton: evidence from Lashaine pre-metasomatic garnet-bearing peridotites // *Journal of Petrology*. – 2013. – V. 54. – No. 8. – P. 1503–1546.
- 148) Gonzaga R.G., Lowry D., Jacob D.E., LeRoex A., Schulze D., Menzies M.A. Eclogites and garnet pyroxenites: Similarities and differences // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2010. – V. 190. – P. 235-247.
- 149) Green D.H. The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall // *Journal of Petrology*. – 1963. – V. 5. – P. 134–188.
- 150) Green D.H. The origin of “eclogites” from Salt Lake crater, Hawaii // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1966. – V. 1. – P. 414-420.
- 151) Gregorie M., Bell D.R., Le Roex A.P. Garnet lherzolites from the Kaapvaal Craton (South Africa): trace element evidence for a metasomatic history // *Journal of Petrology*. – 2003. – V. 44. – No. 4. – P. 629–657.
- 152) Grey I.E., Lloyd D.J., White J.S. JR. The structure of crichtonite and its relationship to senaite // *American Mineralogist*. – 1976. – V. 61. – P. 1203-1212.
- 153) Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Cratonic lithospheric mantle: is anything subducted? // *Episodes*. – 2007. – V. 30. – P. 43-53.
- 154) Griffin W.L., Jensen B.B., Misra S.N. Anomalously elongated rutile in eclogite-facies pyroxene and garnet // *Norsk Geologisk Tidsskrift*. – 1971. – V. 51. – P. 177-185.

- 155) Griffin W.L., Wess S.Y., Hollis J.D. Ultramafic xenoliths from Bullenmeri and Gnotuk Maars, Victoria, Australia: Petrology of Sub-Continental Crust-Mantle Transition // *Journal of Petrology*. – 1984. – V. 25 (1). – P. 53-87.
- 156) de Groot F.M.F., Figueiredo M.O., Basto M.J., Abbate M., Petersen M., Fuggle J.C. X-ray absorption of titanium in minerals // *Physics and Chemistry of Minerals*. – 1992. – V. 19. – P. 140-147.
- 157) Gudfinnsson G.H., Presnall D.C. Melting relations of model lherzolite in the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ at 2.4–3.4 GPa and the generation of komatiites // *Journal of Geophysical Research*. – 1996. – V. 101. – P. 27701–27709.
- 158) Haggerty S.E., Erlank A. J., Grey, I. E. Metasomatic mineral titanate complexing in the upper mantle // *Nature*. – 1986. – V. 319. – P. 761-763.
- 159) Haggerty S.E., Fung A.T., Burt D.M. Apatite, phosphorus and titanium in eclogitic garnet from the upper mantle // *Geophysical Research Letters*. – 1994. – V. 21. – P. 1699-1702.
- 160) Haggerty S.E., Sautter V. Ultradeep (greater than 300 kilometers), ultramafic upper mantle xenoliths // *Science*. – 1990. – V. 248. – P. 993-996.
- 161) Haglund M. Malminetsintätutkimuksia valtausalueilla Lahtojoki 1 (4557/1), Lahtojoki 2 (5289/1) ja kaivospiirillä Lahtojoki (4557/1a). Malmikaivos Oy, tutkimustyöselostus kauppa- ja teollisuusministeriölle, kaivosrekisterinumerot 4557/1 (Lahtojoki 1), 5289/1 (Lahtojoki 2) ja 4557/1a (Lahtojoki). – 2001. – 19 pp.
- 162) Harte B., Cayzer N. Decompression and unmixing of crystals included in diamonds from the mantle transition zone // *Physics and Chemistry of Minerals*. – 2007. – V. 34. – P. 647–656.
- 163) Harte B., Gurney J.J. Evolution of clinopyroxene and garnet in an eclogite nodule from the Roberts Victor kimberlite pipe, South Africa // *Physics and Chemistry of the Earth*. – 1975. – V. 9. – P. 367-387.
- 164) Harte B., Hunter R.H., Kinny P.D. Melt geometry, movement and crystallization in relation to mantle dykes, veins and metasomatism // *Philosophical transactions of the Royal Society of London*. – 1993. – V. 342. – P. 1–21.
- 165) Helmstedt H.H., Gurney J.J. Geotectonic controls of primary diamond deposits: implications for area selection // *Journal of Geochemical Exploration*. – 1995. – V. 53. – P. 125–144.
- 166) Hemley, R.J. Pressure dependence of Raman spectra of SiO₂ polymorphs: α -quartz, coesite, and stishovite // *Terrapub. Tokyo-AGU, Washington DC*, 1987. – P. 347–359.
- 167) Henry N.F.M. Lamellar Structure in Orthopyroxenes // *Mineralogical Magazine*. – 1942. – V. 26 (176). – P. 179–189.
- 168) Hermann J., Spandler C.J. Sediment melts at sub-arc depth: an experimental study // *Journal of Petrology*. – 2007. – V. 49. – P. 717–740.
- 169) Herzberg C.T. The bearing of phase equilibria in simple and complex systems on the origin and evolution of some well-documented garnet websterites // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1978. – V. 66. – P. 375-382.
- 170) Hess H.H. Pyroxenes of common mafic magmas. Part 1. // *The American Mineralogist*. – 1941a. – V. 26. – No. 9. – P. 515–535.

- 171) Hess H.H. Pyroxenes of common mafic magmas. Part 2. // *The American Mineralogist*. – 1941b. – V. 26. – No. 10. – P. 573–594.
- 172) Hess H.H., Phillips A.H. Orthopyroxenes of the Bushveld Type // *American Mineralogist*. – 1938. – V. 23. – P. 450–456.
- 173) Hills D.V., Haggerty S.E. Petrochemistry of eclogites from the Koidu Kimberlite Complex, Sierra Leone // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1989. – V. 103. – P. 397–422.
- 174) Holland T.J.B. The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600–1200 °C // *American Mineralogist*. – 1980. – V. 65. – P. 129–134.
- 175) Hood C.T.S., McCandless T.E. Systematic variations in xenocryst mineral composition at the province scale, Buffalo Hills kimberlites, Alberta, Canada // *Lithos*. – 2004. – V. 77. – P. 733–747.
- 176) Horan M.F., Walker R.J., Fedorenko V.A., Czamanske G.K. Osmium and neodymium isotopic constraints on the temporal and spatial evolution of Siberian flood basalt sources // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1995. – V. 59. – P. 5159–5168.
- 177) Huang X.L., Xu Y.G., Lo C.H., Wang R.C., Lin C.Y. Exsolution lamellae in a clinopyroxene megacryst aggregate from Cenozoic basalt, Leizhou Peninsula, South China: petrography and chemical evolution // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2007. – V. 154. – P. 691–705.
- 178) Hwang S.L., Shen P., Chu H.T., Yui T.F. Nanometer-size α -PbO₂ – type TiO₂ in garnet: a thermobarometer for ultrahigh-pressure metamorphism // *Science*. – 2000. – V. 288. – P. 321–324.
- 179) Hwang S.L., Yui T.F., Chu H.T., Shen P., Liou J.G., Sobolev N.V. Oriented kokchetavite compound rods in clinopyroxene of Kokchetav ultrahigh-pressure rocks // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2013. – V. 63. – P. 56 – 69.
- 180) *Introduction to Mineral Sciences*. / Putnis A. – Cambridge University Press. Mineralogical Society of America, 1992. – 475 p.
- 181) Ireland T.R., Rudnick R.L., Spetsius Z. Trace elements in diamond inclusions from eclogites reveal link to Archean granites // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1994. – V. 128. – P. 199–213.
- 182) Irifune T. An experimental investigation of the pyroxene–garnet transformation in a pyrolite composition and its bearing on the constitution of the mantle // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 1987. – V. 45. – P. 324–336.
- 183) Irifune T., Sekine T., Ringwood A.E., Hibberson W.O. The eclogite garnet transformation at high pressure and some geographical implications // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1986. – V. 77. – P. 245–256.
- 184) Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Matthey D., Kudrjavitseva G. Diamondiferous eclogites from Siberia: remnants of Archean oceanic crust // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1994. – V. 58 – P. 5191–5207.
- 185) Jacob D.E. Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites // *Lithos*. – 2004. – V. 77. – P. 295–316.
- 186) Jacob D.E., Foley S.F. Evidence for Archean ocean crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths // *Lithos*. – 1999. – V. 48. – P. 317–336.

- 187) Jerde E.A., Taylor L.A., Crozaz G., Sobolev N.V. Exsolution of garnet within clinopyroxene of mantle eclogites: major and trace element chemistry // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1993. – V. 114. – P. 148-159.
- 188) Joanny V., van Roermund H., Lardeaux J.M. The clinopyroxene/plagioclase symplectite in retrograde eclogites: potential geothermobarometer // *Geologische Rundschau*. – 1991. – V. 80. – P. 303–320.
- 189) Kaeser B., Olker B., Kalt A., Altherr R., Pettke T. Pyroxenite xenoliths from Marsabit (Northern Kenya): evidence for different magmatic events in the lithospheric mantle and interaction between peridotite and pyroxenites // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2009. – V. 157. – P. 453-472.
- 190) Katayama I., Parkinson C.D., Okamoto K., Nakajima Y., Maruyama S. Supersilicic clinopyroxene and silica exsolution in UHPM eclogite and pelitic gneiss from the Kokchetav massif, Kazakhstan // *American Mineralogist*. – 2000. – V. 85 – P. 1368–1374.
- 191) Kennedy C.S., Kennedy G.C. The equilibrium boundary between graphite and diamond. // *Journal of Geophysical Research*. – 1976. – V. 81. – P. 2467-2470.
- 192) Kirby S.H., Etheridge M.A. Exsolution of Ca-clinopyroxene from orthopyroxene aided by deformation // *Physics and Chemistry of the Minerals*. – 1981. – V. 7. – P. 105-109.
- 193) Kirkley M.B., McCallum M.E., Eggler D.H. Coexisting garnet and spinel in upper mantle xenoliths from Colorado-Wyoming kimberlites // *Kimberlites II: the mantle and crust-mantle relationships*. – Elsevier, 1984. – P. 85-96.
- 194) Kirkpatrick R.J. Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea Volcano, Hawaii // *Geological Society of America Bulletin*. – 1977. – V. 88. – P. 78-84.
- 195) Klein-BenDavid O., Pearson D.G. Origins of subcalcic garnets and their relation to diamond forming fluids – Case studies from Ekati (NWT – Canada) and Murowa (Zimbabwe) // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2008. – V. 73. – № 3. – P. 837 – 855.
- 196) Konzett J., Frost D.J. The high P–T stability of hydroxyl-apatite in natural and simplified MORB – an experimental study to 15 GPa with implications for transport and storage of phosphorus and halogens in subduction zones // *Journal of Petrology*. – 2009. – V. 50. – P. 2043–2062.
- 197) Kopylova M.G., Russell J.K., Cookenboo H. Petrology of peridotite and pyroxenite xenoliths from the Jericho kimberlite: Implications for the thermal state of the mantle beneath the Slave Craton, Northern Canada // *Journal of Petrology*. – 1999. – V. 40. – P. 79-104.
- 198) Kopylova, M.G., Nowell, G.M., Pearson, D.G., Markovic, G. Crystallization of megacrysts from protokimberlitic fluids: Geochemical evidence from high-Cr megacrysts in the Jericho kimberlite // *Lithos*. – 2009. – V. 112S. – P. 284–295.
- 199) Korsakov A.V., Perraki M., Zhukov V.P., De Gussem K., Vandenabeele P., Tomilenko A.A. Is quartz a potential indicator of ultrahigh-pressure metamorphism? Laser Raman spectroscopy of quartz inclusions in ultrahigh-pressure garnets // *European Journal of Mineralogy*. – 2009. – V. 21. – P. 1313–1323.
- 200) Krogh Ravna E. The garnet–clinopyroxene Fe^{2+} –Mg geothermometer: an updated calibration // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2000. – V. 18. – P. 211–219.

- 201) Krogh Ravna E.J., Paquin J. Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabasites // *EMU Notes in Mineralogy*. – 2003. – V. 5. – P. 229–259.
- 202) Krogh Ravna E., Terry M.P., Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists – an evaluation of equilibria among garnet–clinopyroxene–kyanite–phengite–coesite/quartz // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2004. – V. 22. – P. 579–592.
- 203) Krogh E.J. The garnet–clinopyroxene Fe-Mg geothermometer – a reinterpretation of existing experimental data // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1988. – V. 99. – P. 44–48.
- 204) Kuno H. Dispersion of optic axes in the orthorhombic pyroxene series // *Proceedings of Imperial Academy of Japan, Tokyo*. – 1941. – V. 17. – P. 204–209.
- 205) Kuno H., Nagashima K. Chemical compositions of hypersthene and pigeonite in equilibrium in magma // *American Mineralogist*. – 1952. – V. 37. – P. 1000–1006.
- 206) Kuno H. Mafic and ultramafic nodules in basaltic rocks of Hawaii // *Geological Society of America Memoir*. – 1969. – V. 115. – P. 189–234.
- 207) Kushiro I. Determination of liquidus relations in synthetic silicate systems with electron probe analysis: the system forsterite–diopside–silica at 1 atmosphere // *American Mineralogist*. – 1972. – V. 57. – P. 1260–1271.
- 208) Lappin M.A. An unusual clinopyroxene with complex lamellar intergrowths from an eclogite in the Sunndal-Grubse ultramafic mass, Almklovdalen, Nordfjord, Norway // *Mineralogical Magazine*. – 1973. – V. 39. – P. 313–320.
- 209) Lappin M.A. Eclogites from the Sunndal-Grubse ultramafic mass, Almklovdalen, Norway and the T-P history of the Almklovdalen masses // *Journal of Petrology*. – 1974. – V. 15. – P. 567–601.
- 210) Lappin M.A., Dawson J.B. Two Roberts-Victor cumulate eclogites and their re-equilibration // *Physics and Chemistry of the Earth*. – 1975. – V. 9. – P. 351–365.
- 211) Lazarov M., Woodland A.B., Brey G.P. Thermal state and redox conditions of the Kaapvaal mantle: a study of xenoliths from the Finsch mine, South Africa // *Lithos*. – 2009. – V. 112S. – P. 913–923.
- 212) Lehtonen, M.L. Rare earth element characteristics of pyrope garnets from the Kaavi-Kuopio kimberlites – implications for mantle metasomatism // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. – 2005. – V. 77. – P. 31–47.
- 213) Lindsley D.H., Dixon S.A. Diopside–enstatite equilibria at 850 to 1400 °C, to 35 kbars // *American Journal of Science*. – 1976. – V. 276. – P. 1285–1301.
- 214) Liu X.W., Jin Z.M., Jing Q., Lu W. Exsolution of ilmenite and Cr-Ti magnetite from olivine of garnet-wehrlite // *Science in China, Ser. D. Earth Sciences*. – 2005. – V. 48. – No. 9. – P. 1368–1376.
- 215) Liu X.W., Jin Z.M., Green II H.W. Clinoenstatite exsolution in diopsidic augite of Dabieshan: Garnet peridotite from depth of 300 km // *American mineralogist*. – 2007. – V. 92. – P. 546–552.
- 216) Liou J.G., Zhang R.Y., Ernst W.G. Very high-pressure orogenic garnet peridotites // *Proceedings of the National Academy of Sciences, United States*. – 2007. – V 104. – P. 9116–9121.
- 217) Locock, A., Luth, R.W., Cavell, R.G., Smith, D.G.W., Duke, M.J.M. Spectroscopy of the cation distribution in the schorlomite species of garnet // *American Mineralogist*. – 1995. – V. 80. – P. 27–38.

- 218)Locock A. An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets // *Computers and Geosciences*. – 2008. – V. 34. – P. 1769–1780.
- 219)Lovering J.F., White A.J. Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1969. – V. 21. – P. 9-52.
- 220)McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. – 1995. – V. 120. – P. 223–253.
- 221)Macdougall J.D., Haggerty S.E. Ultradeep xenoliths from African kimberlites: Sr and Nd isotopic compositions suggest complex history // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1999. – V. 170. – P. 73–82.
- 222)MacGregor I.D. Petrological structure of the upper mantle beneath the South African shield // *International Kimberlite Conference Abstract*. – University of Cape Town, 1973. – P. 207-209.
- 223)MacGregor I.D., Carter J.L. The chemistry of clinopyroxenes and garnets of eclogite and peridotite xenoliths from the Roberts Victor mine, South Africa // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 1970. – V.3. – P. 391–397.
- 224)MacGregor I.D., Manton W.I. Roberts Victor eclogites: ancient oceanic crust // *Journal of Geophysical Research*. – 1986. – V. 91. – P. 14093–14079.
- 225)Malitesta, C., Losito, L., Scordari, F., Schingaro, E., 1995. XPS investigation of titanium in melanites from Monte Vulture (Italy) // *European Journal of Mineralogy*. – V. 7. – P. 847–858.
- 226)Martin R.F., Donnay G. Hydroxyl in the mantle // *American Mineralogist*. – 1972. – V. 57. – P. 554-570.
- 227)Matsyuk S.S., Langer K., Hösch A. Hydroxyl defects in garnets from mantle xenoliths in kimberlites of the Siberian platform // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1998. – V. 132. – P. 163-179.
- 228)McGetchin T.R., Silver L.T. Compositional relations in minerals from kimberlite and related rocks in the Moses Rock dike, San Juan County, Utah // *American Mineralogist*. – 1970. – V. 55. – P. 1738-1771.
- 229)McKenzie D., Jackson J., Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2005. – V. 233. – P. 337– 49.
- 230)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. – № 2. – P. 454-487.
- 231)Meyer H.O.A., McCallister R.H. Two-pyroxene megacrysts from south African kimberlites // *Kimberlites II: the mantle and crust-mantle relationships*. – Elsevier, 1984. – V. 2. – P. 133-144.
- 232)Misra K., Anand M., Taylor L.A., Sobolev N.V. Multi-stage metasomatism of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2004. – V. 146. – P. 696-714.
- 233)Moor, A. Rutile exsolution in orthopyroxene // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. – 1968. – V. 17. – P. 233–236.
- 234)Moore R.O., Gurney J.J. Pyroxene solid solution in garnets included in diamond // *Nature*. – 1985. – V. 318. – P. 553-555.

- 235) Mposkos E.D., Kostopoulos D.K. Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: a new ultrahigh-pressure metamorphic province established // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2001. – V. 192. – P. 497-506.
- 236) Nickel K.G., Green D.H. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1985. – V. 73. – P. 158-170.
- 237) Nimis P., Grutter H. Internally consistent geothermometers for garnet peridotites and pyroxenites // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. – 2010. – V. 159. – P. 411–427.
- 238) Nixon P.H., von Knorring O., Rooke J.M. Kimberlites and associated inclusions: a mineralogical and geochemical study // *American Mineralogist*. – 1963. – V. 48. – P. 1090-1132
- 239) Nixon P.H., Boyd F.R. The discrete nodule association in kimberlites of northern Lesotho // *In Lesotho Kimberlites (Nixon P.H., ed.)*. – Maseru, 1973. – P. 67–75.
- 240) O'Brien H.E., Peltonen P., Vartiainen H. Kimberlites, carbonatites, and alkaline rocks // *In: Lehtinen M. et al. (eds.) Precambrian geology of Finland – Key to the evolution of the Fennoscandian Shield. Developments in Precambrian geology*. – Amsterdam: Elsevier, 2005. – P. 605–644.
- 241) O'Hara M.J., Yoder H.S. Formation and fractionation of basic magmas at high pressures // *Scottish Journal of Geology*. – 1967. – V. 3(1). – P. 67–117.
- 242) Ohtani E. Majorite fractionation and genesis of komatiites in the deep mantle // *Precambrian Research*. – 1990. – V. 48. – P. 195-202.
- 243) Ono S., Yasuda A. Compositional change of majoritic garnet in a MORB composition from 7 to 17 GPa and 1400 to 1600 °C // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 1996. – V. 96. – P. 171-179.
- 244) Onuma K., Kimura M. Study of the system $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-CaFe}^{3+}\text{AlSiO}_6\text{-CaAl}_2\text{SiO}_6\text{-CaTiAl}_2\text{O}_6$: II. The join $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-CaAl}_2\text{SiO}_6\text{-CaTiAl}_2\text{O}_6$ and its bearing on Ca-Al-rich inclusions in carbonaceous chondrite // *Journal of Faculty of Science, Hokkaido University, Series IV*. – 1978. – V. 18. – P. 215-236.
- 245) Orlandi P., Pasero M., Duchi G., Olmi F. Dessauite, $(\text{Sr,Pb})(\text{Y,U})(\text{Ti,Fe}^{3+})_{20}\text{O}_{38}$, a new mineral of the crichtonite group from Buca della Vena mine, Tuscany, Italy // *American Mineralogist*. – 1997. – V. 82. – P. 807-811.
- 246) Pacalo R.E.G., Gasparik T. Reversals of the orthoenstatite-clinoenstatite transition at high pressures and high temperatures // *Journal of Geophysical Research*. – 1990. – V. 95. – P. 15853-15858.
- 247) Pandey A., Leech M., Milton A., Singh P., Verma P. Evidence of former majoritic garnet in Himalayan eclogite points to 200-km subduction of Indian continental crust // *Geology*. – 2010. – V. 38. – P. 399-402.
- 248) Pearson G.R., Shaw D.M. Trace elements in kyanite, sillimanite and andalusite // *American Mineralogist*. – 1960. – V. 45. – P. 808–817.
- 249) Peltonen P. Silicification of garnet peridotite xenoliths from the Lahtojoki kimberlite pipe, Finland // *In: Gurney J.J., Gurney J.L., Pascoe M.D., Richardson S.H. (Eds.), Proceedings of 7th International Kimberlite Conference*. – Cape Town: Red Roof Design, 1999. – V. 2. – P. 659–663.
- 250) Peltonen P., Kinnunen K.A., Huhma H. Petrology of two diamondiferous eclogite xenoliths from the Lahtojoki kimberlite pipe, eastern Finland // *Lithos*. – 2002. – V. 63. – P. 151-164.

251) Phase diagrams for geoscientists. An atlas of the Earth's interior. Second edition / Gasparik T. – New York: Springer, 2014.

252) Pokhilenko N.P. Polymict breccia xenoliths: Evidence for the complex character of kimberlite formation // *Lithos*. – 2009. – V. 112S. – P. 934–941.

253) Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N. Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // In: Gurney J.J., Gurney J.L., Pascoe M.D., Richardson S.H. (Eds.), *Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference*. – Cape Town: Red Roof Design, 1999. – V. 2. – P. 690-707.

254) Poldervaart A., Hess H.H. Pyroxenes in the crystallization of magma // *The Journal of Geology*. 1951. – V. 59. – No. 5. – P. 472–489.

255) Pollack H.N., Chapman D.A. On the regional variation of heat flow geotherms and lithospheric thickness // *Tectonophysics*. – 1977. – V. 38. – P. 279-296.

256) Presnall D.C., Gasparik T., Brearley M. Melting of enstatite ($MgSiO_3$) from 10 to 16.5 GPa and the forsterite (Mg_2SiO_4)–Majorite ($MgSiO_3$) eutectic at 16.5 GPa: implications for the origin of the mantle // *Journal of Geophysical Research*. – 1990. – V. 95. – P. 15771-15777.

257) Proyer A., Habler G., Abart R., Wirth R., Krenn K., Hoinkes G. TiO_2 exsolution from garnet by open-system precipitation: evidence from crystallographic and shape preferred orientation of rutile inclusions // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2013. – V. 166. – P. 211–234.

258) Qi Q., Taylor L.A., Snyder G.A., Clayton R.N., Mayeda T.K., Sobolev N.V. Detailed petrology and geochemistry of a rare corundum eclogite xenolith from Obnazhennaya, Yakutia // *Russian Geology and Geophysics*. – 1997. – V. 38. – P. 247-260.

259) Reiche M., Bausch H.-J. Electron microscopical study of garnet exsolution in orthopyroxene // *Physics and Chemistry of Minerals*. – 1985. – V. 12. – P. 29-33.

260) Reid A.M., Brown R.W., Dawson J.B., Whitfield G.G., Siebert J.C. Garnet and pyroxene compositions in some diamondiferous eclogites // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1976. – V. 58. – P. 203–220.

261) Rezvukhin D.I., Malkovets V.G., Kuzmin D.V., Gibsher A.A., Litasov K.D. Inclusions of crichtonite series minerals in peridotitic pyropes from the Internationalnaya kimberlite pipe, Yakutia // *Crystallogenes and mineralogy: Abstracts of the III International Conference "Crystallogenes and mineralogy" (Novosibirsk, 27 September - 1 October, 2013), 2013. - Новосибирск: Изд-во СО РАН. - 254-255. - ISBN 978-5-7692-1320-5.*

262) Ried H., Fuess H. Lamellar exsolution systems in clinopyroxene. Transmission Electron Microscopy observations // *Physics and Chemistry of the Minerals*. – 1986. – V. 13. – P. 113-118.

263) Ringwood A.E., Lovering J.F. Significance of pyroxene-ilmenite intergrowths among kimberlite xenoliths // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1970. – V. 7. – P. 371-375.

264) Ringwood, A.E. Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1991. – V. 55. – P. 2083-2110.

265) Ringwood A. E. Role of the transition zone and 660 km discontinuity in mantle dynamics // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 1994. – V. 86. – P. 5–24.

266) Ringwood A.E., Major A. Synthesis of majorite and other high pressure garnets and perovskites // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1971. – V. 12. – P. 411–418.

267) Roden M.F., Lazko E.E., and Jagoutz E. 1999. The Role of Garnet Pyroxenites in the Siberian Lithosphere: Evidence from the Mir Kimberlite // In: Gurney J.J., Gurney J.L., Pascoe M.D., Richardson S.H. (Eds.), *Proceedings of 7th International Kimberlite Conference*. – Cape Town: Red Roof Design, 1999. – V. 2. – P. 714-720.

268) Roden M.F., Patiño-Douce A.E., Jagoutz E., Laz'ko E.E. High pressure petrogenesis of Mg-rich garnet pyroxenites from Mir kimberlite, Russia // *Lithos*. – 2006. – V. 90. – P. 77-91.

269) Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic Evolution of the Siberian Craton: a preliminary assessment // In: Condie, K.C. (Ed.), *Archean Crustal Evolution*, 1994. – P. 411-460.

270) Rosen O.M., Manakov A.V., Suvorov V.D. The collisional system in the northeastern Siberian Craton and a problem of diamond-bearing lithospheric keel // *Geotectonics (English Translation)*. – 2005. – V. 39. – P. 456-479.

271) Rosen O.M., Levsky L.K., Zhuravlev D.Z., Spetsius Z.V., Rotman A.Y., Zinchouk N.N., Manakov A.V., Serenko V.P. The Anabar collision system as an element of the Columbia supercontinent: 600 Ma of compression (2.0–1.3 Ga) // *Doklady Earth Sciences*. – 2007. – V. 417. – P. 1355–1358.

272) Rosenthal A., Yaxley G.M., Green D.H., Hermann J., Kovacs I., Spandler C. Continuous eclogite melting and variable refertilisation in upwelling heterogeneous mantle // *Scientific Reports*. – 2014. – V. 4. – 6099.

273) Sautter V., Fabries J. Cooling kinetics of garnet websterites from the Freychinede orogenic Iherzolite massif, French Pyrenees // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1990. – V. 105. – P. 533-549.

274) Sautter V., Haggerty S.E., Field S. Ultradeep (>300 kilometers) ultramafic xenoliths: petrological evidence from the transition zone // *Science*. – 1991. – V. 252. – P. 827-830.

275) Sautter V., Harte B. Diffusion gradients in an eclogite xenolith from the Roberts Victor kimberlite pipe: 1. Mechanism and evolution of garnet exsolution in Al₂O₃-rich clinopyroxene // *Journal of Petrology*. – 1988. – V. 29. – P. 1325-1352.

276) Sautter V., Harte B. Diffusion gradients in an eclogite xenolith from the Roberts Victor kimberlite pipe: (2) kinetics and implications for petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1990. – V. 105. – P. 637–649.

277) Schmickler B., Jacob D.E., Foley S.F. Eclogite xenoliths from the Kuruman kimberlites, South Africa: geochemical fingerprinting of deep subduction and cumulate processes // *Lithos*. – 2004. – V. 75. – P. 173-207.

278) Schulze D.J., Helmstaedt H., Cassie R.M. Pyroxene-ilmenite intergrowths in garnet pyroxenite xenoliths from a New York kimberlite and Arizona latites // *American Mineralogist*. – 1978. – V. 63. – P. 258-265.

279) Sclar, C.B., Carrison, L.C., Stewart, O.M. High pressure synthesis and stability of hydroxylated orthoenstatite in the system MgO-SiO₂-H₂O // *Eos, Transactions, American Geophysical Union*. – 1968. – V. 49. – P. 356.

- 280) Sen G., Jones R.E. Exsolved silicate and oxide phases from clinopyroxenes in a single Hawaiian xenolith: implications for oxidation state of the Hawaiian upper mantle // *Geology*. – 1988. – V. 16. – P. 69-72.
- 281) Seifert A.V., Vrána S. Bohemian garnet // *Bulletin of Geosciences*. – 2005. – V. 80. – P. 113–124.
- 282) Sharygin I.S., Litasov K.D., Shatskiy A., Golovin A.V., Ohtani E., Pokhilenko N.P. Melting phase relations of the Udachnaya-East Group-I kimberlite at 3.0–6.5 GPa: Experimental evidence for alkali-carbonatite composition of primary kimberlite melts and implications for mantle plumes // *Gondwana Research*. – 2014. – [Электрон. ресурс]. – doi:10.1016/j.gr.2014.10.005.
- 283) Shatsky V., Ragozin A., Zedgenizov D., Mityukhin S. Evidence for multistage evolution in a xenolith of diamond-bearing eclogite from the Udachnaya kimberlite pipe // *Lithos*. – 2008. – V. 105. – P. 289–300.
- 284) Shee S.R., Gurney J.J. The mineralogy of xenoliths from Orapa, Botswana // in: Boyd, F.R., Meyer, H.O.A. (Eds.), *Kimberlites II: the mantle and crust-mantle relationships*. – Amsterdam: Elsevier, 1979. – P. 37–49.
- 285) Shervais J.W., Taylor L.A., Lugmair G.W., Clayton R.N., Mayeda T.K., Korotev R.L. Early Proterozoic oceanic crust and the evolution of suncontinental mantle: Eclogites and related rocks from southern Africa // *Geological Society of America Bulletin*. – 1988. – V. 100. – P. 411–423.
- 286) Simon N.S.C., Irvine G.J., Davies G.R., Pearson D.G., Carlson R.W. The origin of garnet and clinopyroxene in “depleted” Kaapvaal peridotites // *Lithos*. – 2003. – V. 71. – P. 289–322.
- 287) Smith D. Temperatures and pressures of mineral equilibration in peridotite xenoliths: review, discussion, and implications // In: Fei, Y., Bertka, C.M., Mysen, B.O. (Eds.), *Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation: A Tribute to Francis R. Boyd*. – The Geochemical Society, Special Publication, 1999. – V. 6. – P. 171–188.
- 288) Smith D.C. A review of the peculiar mineralogy of the “Norwegian coesite-eclogite province”, with crystal-chemical, petrological, geochemical and geodynamical notes and an extensive bibliography // in: Smith, D.C. (Ed.), *Eclogites and eclogite-facies rocks*. – Amsterdam: Elsevier, 1988. – P. 1–206.
- 289) Smyth J.R., Caporuscio F.A. Petrology of a suite of eclogite inclusions from the Bobbejaan kimberlite II: primary phase compositions and origin // In: *Kimberlites II: the mantle and crust-mantle relationships*. – Amsterdam: Elsevier, 1984. – P. 121-131.
- 290) Smyth J.R., Caporuscio F.A., McCormick T.C. Mantle eclogites, Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia: evidence of differentiation in the early Earth? // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1989. – V. 93. – P. 133–141.
- 291) Smyth J.R., T.C., McCormick T.C., Caporuscio F.A., Petrology of a suite of eclogite inclusions from the Bobbejaan kimberlite, I. Two unusual corundum-bearing kyanite eclogites // in: *Kimberlites II: the mantle and crust-mantle relationships*. – Amsterdam: Elsevier, 1984. – P. 109–119.
- 292) Snoeyenbos D.R., Koziol A.M. Exsolution phenomena of UHP type in garnets from Western New England, USA // *American Geophysical Union [Электрон. ресурс]*. – 2008. – Abstract No.V31E-07.
- 293) Snyder G.A., Taylor L.A., Crozaz G., Halliday A.N., Beard B.L., Sobolev V.N., Sobolev N.V. The origins of Yakutian eclogite xenoliths // *Journal of Petrology*. – 1997. – V. 38. – P. 85–113.

- 294) Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*. – 1990. – V. 343. – P. 742-746.
- 295) Sobolev N.V., Kuznetsova I.K., Zyuzin N.I. The petrology of grosspyrite xenoliths from the Zagadochnaya kimberlite pipe in Yakutia // *Journal of Petrology*. – 1968. – V. 9. – P. 253-280.
- 296) Sobolev N.V., Lavrent'ev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1973. – V. 40. – № 1. – P. 39-52.
- 297) Sobolev N.V., Lavrent'ev Yu.G. Isomorphic sodium admixture in garnets formed at high pressures // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1971. – V. 31. – P. 1-12.
- 298) Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Seryotkin Y.V., Yefimova E.S., Floss C., Taylor L.A. Mineral inclusions in microdiamonds and macrodiamonds from kimberlites of Yakutia: a comparative study // *Lithos*. – 2004. – V. 77. – P. 225-242.
- 299) Sobolev N.V., Yefimova E.S. Composition and petrogenesis of Ti-oxides associated with diamonds. *International Geology Review*. – 2000. – V. 42. – P. 758-767.
- 300) Sobolev V.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Jerde E.A., Neal C.R., Sobolev N.V. Quantifying the effects of metasomatism in mantle xenoliths: constraints from secondary chemistry and mineralogy in Udachnaya eclogites, Yakutia // *International Geology Review*. – 1999. – V. 41. – P. 391-416.
- 301) Sobolev V.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Sobolev N.V. Diamondiferous eclogites from Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia // *International Geology Review*. – 1994. – V. 36. – P. 42-64.
- 302) Sobolev V.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Sobolev N.V., Pokhilenko N.P., Kharkiv A.D. A unique metasomatized peridotite xenolith from the Mir kimberlite, Siberian Platform // *Russian Geology and Geophysics*. – 1997a. – V. 38. – P. 218-228.
- 303) Sobolev N.V., Kaminsky F.V., Griffin W.L., Yefimova E.S., Win T.T., Ryan C.G., Botkunov A.I. Mineral inclusions in diamonds from the Sputnik kimberlite pipe, Yakutia // *Lithos*. – 1997b. – V. 39 (3-4). – P. 135-157.
- 304) Solov'eva L.V. Heterogeneity of the upper mantle beneath the Siberian platform // 4th International Kimberlite Conference: Extended Abstracts. – Perth, 1986. – P. 340-342.
- 305) Song S., Zhang L., Chen J., Liou J.G., Niu Y. Sodic amphibole exsolutions in garnet-peridotite, North Qaidam UHPM belt, NW China: Implications for ultradeep-origin and hydroxyl defects in mantle garnets // *American Mineralogist*. – 2005. – V. 90. – P. 814-820.
- 306) Song S., Zhang L., Niu Y. Ultra-deep origin of garnet peridotite from the North Qaidam ultrahigh-pressure belt, northern Tibetan Plateau, NW China // *American Mineralogist*. – 2004. – V. 89. – P. 1330-1336.
- 307) Spengler D., van Roermund H.L.M., Drury M.R., Ottolini L., Mason P.R.D., Davies G.R. Deep origin and hot melting of an Archaean orogenic peridotite massif in Norway // *Nature*. – 2006. – V. 440. – P. 913-917.
- 308) Spengler D., Obata M., Hirajima T., Ottolini L., Ohfuji H., Tamura A., Arai S. Exsolution of garnet and clinopyroxene from high-Al pyroxenes in xugou peridotite, Eastern China // *Journal of Petrology*. – 2012. – V. 53. – No. 7. – P. 1477-1504.

- 309) Spetsius Z.V. Petrology of highly aluminous xenoliths from kimberlites of Yakutia // *Lithos*. – 2004. – V. 77. – P. 525–538.
- 310) Spetsius Z.V., Taylor L.A. Partial melting in mantle eclogite xenoliths: connections with diamond paragenesis // *International Geology Review*. – 2002. – V. 44. – P. 973–987.
- 311) Sugi K. Diapirism and its inclusion in gabbroic rock from Ayabe, Tanba // *Faculty of Sciences, Kyusyu University, Section Geology*. – 1951. – V. 3. – P. 1–5.
- 312) Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // in: Sauders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. – Geological Society Special Publications, 1989. – V. 42. – P. 313–345.
- 313) Takahashi E. Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: implications on the origin of peridotite upper mantle // *Journal of Geophysical Research*. – 1986. – V. 91. – P. 9367–9382.
- 314) Taylor L.A., Snyder G.A., Keller R., Remley D.A., Anand M., Wiesli R., Valley J., Sobolev N.V. Petrogenesis of group A eclogites and websterites: evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2003. – V. 145. – P. 424–443.
- 315) Taylor L.A., Neal C.R. Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, Part I: Mineralogy, petrography, and whole rock chemistry // *Journal of Geology* – 1989. – V. 97. – P. 551–567.
- 316) Taylor W.R. An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite // *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen Band*. – 1998. – V. 172. – P. 381–408.
- 317) Thompson R.N. Is upper-mantle phosphorous contained in sodic garnet? // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1975. – V. 26. – P. 417–424.
- 318) Tomilenko A.A., Kovyazin S.V., Pokhilenko N.P. Primary crystalline and fluid inclusions in garnet from diamondiferous eclogite from kimberlite pipes Mir and Udachnaya, Yakutiya, Russia // In: “ECROFI XVIII. European current research on fluid inclusions”, Siena, Italy, July 6–9, 2005 [Электрон. ресурс] – 2005. – 1 электрон. опт. диск (CD-ROM).
- 319) Toy V.G., Newman J., Lamb W., Tikoff B. The role of pyroxenites in formation of shear instabilities in the mantle: evidence from an ultramafic ultramylonite, Twin Sisters Massif, Washington // *Journal of Petrology*. – 2010. – V. 51. – P. 55–80.
- 320) *Treatise on Geochemistry*. / Holland H.D., Turekian K.K. – Elsevier Pergamon, 2004. – 5155 p.
- 321) Valley J.W., Essene E.J., Peacor D.R. Fluorine-bearing garnets in Adirondack calc-silicates // *American Mineralogist*. – 1983. – V. 68. – P. 444–448.
- 322) Van Roermund H.L.M., Drury M.R. Ultra-high pressure ($P > 6$ GPa) garnet peridotites in Western Norway: exhumation of mantle rocks from > 185 km depth // *Terra Nova*. – 1998. – V. 10. – P. 295–301.
- 323) Van Roermund H.L.M., Drury M.R., Barnhoorn A., De Ronde A.A. Non-silicate inclusions in garnet from an ultra-deep orogenic peridotite // *Geological Journal*. – 2000a. – V. 35. – P. 209–229.

- 324) Van Roermund H.L.M., Drury M.R., Barnhoorn A., De Ronde A.A. Super-silicic garnet microstructures from an orogenic garnet peridotite, evidence for an ultra-deep (>6 GPa) origin // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2000b. – V. 18. – P. 135-147.
- 325) Van Roermund H.L.M., Drury M.R., Barnhoorn A., De Ronde A.A. Relict Majoritic Garnet Microstructures from Ultra-Deep Orogenic Peridotites in Western Norway // *Journal of Petrology*. – 2001. – V. 42. – P. 117-130.
- 326) Vissers R.L.M., Drury M.R., Newman J., Fliervoet T.F., Mylonitic deformation in upper mantle peridotites of the North Pyrenean Zone (France): implications for strength and strain localization in the lithosphere // *Tectonophysics*. – 1997. – V. 279. – P. 303-325.
- 327) Wager L.R., Deer W.A. Geological investigations in East Greenland, Part III: The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdluqssuaq, East Greenland // *Meddelselser om Grønland*. – 1939. – V. 105. – 346 p.
- 328) Waychunas G.A. Examination of Ti XANES spectra of minerals and solids: effects of site geometry on spectral features // *Journal de Physique, Colloque C8*. – 1986. – V. 47. – P. 841–844.
- 329) Waychunas G.A. Synchrotron radiation XANES spectroscopy of Ti in minerals: effects of Ti bonding distances, Ti valence, and site geometry on absorption edge structure // *American Mineralogist*. – 1987. – V. 72. – P. 89–101.
- 330) Wang L., Essene E.J., Zhang Y. Mineral inclusions in pyrope crystals from Garnet Ridge, Arizona, USA: implications for processes in the upper mantle // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1999. – V. 135. – P. 164-178.
- 331) Watson E.B. Apatite and phosphorus in mantle source regions: an experimental study of apatite/melt equilibria at pressures to 25 kbar // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1980. – V. 51. – P. 322–335.
- 332) Weinbruch S., Styrsa V., Muller W.F. Exsolution and coarsening in iron-free clinopyroxene during isothermal annealing // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2003. – V. 67. – P. 5071-5082.
- 333) Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *American Mineralogist*. – 2010. – V. 95. – P. 185–187.
- 334) Wilkins R.W.T., Sabine W. Water content of some nominally anhydrous silicates // *American Mineralogist*. – 1973. – V. 58. – P. 508-516.
- 335) Wilkinson J.F.G. Some subcalcic clinopyroxenes from Salt Lake Crater, Oahu, and their petrogenetic significance // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1976. – V. 58. – P. 181-201.
- 336) The Genesis of the diamond. Volumes 1 and 2. / Williams A.F. – London: Ernest Benn, 1932. – 636 p.
- 337) Woodland A.B., Koch M. Variation in oxygen fugacity with depth in the upper mantle beneath the Kaapvaal craton, Southern Africa // *Earth Planetary Science Letters*. – 2003. – V. 214. – P. 295-310.
- 338) Xu Y. Evidence for crustal components in the mantle and constraints on crustal recycling mechanisms: pyroxenite xenoliths from Hannuoba, North China // *Chemical Geology*. – 2002. – V. 182. – P. 301-322.
- 339) Vogt J.H.L. Physikalisch-chemische gesetze der kristallisationsfolge in eruptive-gesteinen // *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* – 1905. – V. 24 (2). – P.437–541.

- 340) Yang J., Liu L. Coupled isomorphic substitution and exsolution of pyroxene, rutile, apatite and quartz in supersilicic garnet // *Chinese Science Bulletin*. – 2004. – V. 49 (1). – P. 70-75.
- 341) Ye K., Cong B., Ye D. The possible subduction of continental material to depths greater than 200 km // *Nature*. – 2000. – V. 407. – P. 734-736.
- 342) Zhang R.Y., Liou J.G. Clinopyroxenite from the Sulu ultrahigh-pressure terrane, eastern China: Origin and evolution of garnet exsolution in clinopyroxene // *American Mineralogist*. – 2003. – V. 88. – P. 1591-1600.
- 343) Zhang R.Y., Liou J.G. Exsolution lamellae in minerals from ultrahigh-P rocks // *International Geology Review*. – 1999. – V. 41. – P. 981-993.
- 344) Zhang R.Y., Zhai S.M., Fei Y.W., Liou J.G. Titanium solubility in coexisting garnet and clinopyroxene at very high pressure: the significance of exsolved rutile in garnet // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2003. – V. 216. – P. 591-601.
- 345) Zhu Y., Ogasawara Y. Phlogopite and coesite exsolution from super-silicic clinopyroxene // *International Geology Review*. – 2002. – V. 44. – P. 831-836.
- 346) Zibera L., Nimis P., Zanetti A., Marzoli A., Sobolev N. V. Metasomatic processes in the central Siberian cratonic mantle: Evidence from garnet xenocrysts from the Zagadochnaya kimberlite // *Journal of Petrology*. – 2013. – V. 54. – № 11. – P. 2379-2409.

Приложение А

Таблица А.1. Минералогия и объемные содержания продуктов распада в гранатах.

№ образца	Порода	Минералы в структурах распада											Сумма			
		Ol	Orx	Срх	Amp	Rt	Ilm	Ctn	Chr	Ap	Qz/Coe	Pl		TCP	СПР	
Перидотитовый тип парагенезиса																
О-207	ГОВ	0.1	-	0.1	0.1	0.7	0.1	0.1	-	-	-	-		■	1.2	
О-571	ГШЛ	-	-	0.1	■	0.5	0.1	0.1	-	-	-	-		■	0.8	
О-436	ГШОВ	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	
М4/01	ГШОВ	-	-	-	-	0.2	-	-	0.1	-	-	-		■	0.3	
М31/01	ГОВ	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	■			
М34/01	ГШЛ	0.1	0.2	0.3	-	0.6	0.1	0.1	0.1	-	-	-		■	1.4	
UV223/09	ГОВ	0.4	■	1.4	-	0.9	0.3	-	-	-	-	-	■	■	3.0	
UV127/09	ГОВ	-	-	1.2	-	0.6	0.3	0.3	-	-	-	-		■	2.4	
UV300/09	ГОК	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	■			
UV394/09	ГОВ	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	■			
UV241/09	ДГЛ	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	■			
UV831/09	ДГЛ	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	■			
Об106/12	ГОВ	-	0.1	-	0.3	0.4	0.1	0.1	-	-	-	-		■	1	
Об108/12	ГОВ	0.1	-	0.1	-	0.6	0.2	-	-	-	-	-		■	1	
Об113/12	ГШЛ	-	-	0.1	-	0.6	0.2	0.2	-	-	-	-		■	1.1	
Об111/12	ШЛ	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	
О-25	ГШОВ	0.1	-	0.1	-	0.4	-	0.1	-	-	-	-			0.7	
О-39	ГЛ	0.2	-	0.1	-	0.4	0.1	0.3	-	-	-	-		■	1.1	
Ка-1	ГЛ	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	■			
Ка-2	ГШЛ	■	-	-	-	-	-	-	■	-	-	-	■	■		
Ка-6	ГЛ	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	■			

Примечание на следующей странице.

Продолжение таблицы А.1.

№ образца	Порода	Минералы в структурах распада											TCP	СПР	Сумма	
		Ol	Orx	Срх	Amp	Rt	Ilm	Ctn	Chr	Ap	Qz/Coe	Pl				
Вебстерит-пироксенитовый тип парагенезиса																
O-125	ГК	-	-	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.3
O-173	ГВ	-	-	0.1	-	0.8	0.1	0.1	-	-	-	-	-	■	-	1.1
O-107	ГК	-	-	0.2	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	■	-	0.4
O-264	ГВ	-	-	0.1	-	0.4	0.1	0.1	-	-	-	-	-	■	-	0.7
O-332	ГВ	-	0.3	0.2	-	0.7	0.1	-	-	-	-	-	-	■	-	1.2
O-301	ГВ	-	0.1	0.1	-	0.5	0.1	0.1	-	-	-	-	-	■	-	0.9
O-550	ГВ	-	-	0.05	-	0.6	0.1	0.1	-	-	-	-	-	■	-	0.75
M5/01	ГВ	0.1	0.2	0.2	-	0.6	0.1	-	-	-	-	■	-	■	-	1.2
UV70/03	ГО	-	-	-	-	0.5	0.05	0.05	-	0.5	-	-	-	■	-	1.1
UV41/03	ГВ	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.
UV201/09	ГК	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	■	-	-
UV345/08	ГШО	-	0.05	0.05	-	0.3	-	0.05	0.05	0.1	-	-	-	■	-	0.6
UV383/09	ГК	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	■	-	-
O-1085	ГК	-	-	0.1	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	■	-	0.3
Эклогитовый тип парагенезиса																
LUV134/10	Гр	-	-	-	-	0.6	-	-	-	0.1	-	-	-	-	■	0.7
UV662/11	КЭ	-	-	-	-	0.8	-	-	-	0.1	1.2	-	-	■	-	2.1
UV58/10	КЭ	-	-	-	-	0.6	0.05	-	-	0.1	0.3	-	-	■	-	1.05
LUV184/10	БЭ	-	-	-	-	0.6	0.05	-	-	0.1	0.7	-	■	■	-	1.45
OLK1514	БЭ	-	-	-	-	0.3	-	-	-	-	0.5	-	-	■	-	0.8

Примечание: сокращения типов пород указаны в **Таблица 1**. TCP – тонкие структуры распада, СПР – составные продукты распада (составные «ламели»), ■ – символ для обозначения присутствующих объектов, м.с. – минерал-хозяин не содержит структуры распада, м.о. – минерал-хозяин не обнаружен в породе, прочерк – минерал не найден среди продуктов распада.

Таблица А.2. Минералогия и объемные содержания продуктов распада в клинопироксенах.

№ образца	Порода	Минералы в структурах распада							TCP	СПР	Сумма
		Орх	Grt	Amp	Rt	Ilm	Chr	Ap			
Перидотитовый тип парагенезиса											
O-207	ГОВ	8.6	4.3	-	0.3	0.3	-	-		■	13.5
O-571	ГШЛ	1.3	-	-	0.4	0.1	-	-		■	1.8
O-436	ГШОВ	-	6.8	-	-	-	0.1	-		■	6.9
M4/01	ГШОВ	1.3	-	-	-	-	1.2	-		■	2.5
M31/01	ГОВ	0.5	-	-	-	-	-	-			0.5
M34/01	ГШЛ	0.1	■	-	0.2	-	■	-		■	0.3
UV223/09	ГОВ	1.3	0.8	-	0.2	-	-	-			2.3
UV127/09	ГОВ	1.2	-	-	0.3	0.1	-	-			1.6
UV300/09	ГОК	0.5	-	-	-	-	-	-	■		0.5
UV394/09	ГОВ	-	-	-	0.5	-	-	-		■	0.5
UV241/09	ДГЛ	0.2	-	-	-	■	-	-			0.2
UV831/09	ДГЛ	0.3	-	-	-	-	-	-			0.3
Ob106/12	ГОВ	3.0	1.5	0.5	0.7	-	-	-		■	5.7
Ob108/12	ГОВ	1.0	1.0	-	0.4	0.4	-	-		■	2.8
Ob113/12	ГШЛ	0.5	-	-	0.2	0.4	-	-		■	1.1
Ob111/12	ШЛ	-	-	2.0	-	-	0.6	-		■	2.6
O-25	ГШОВ	3.0	-	-	0.5	-	-	-			3.5
O-39	ГЛ	0.9	-	-	0.5	0.3	-	-			1.7
Ка-1	ГЛ	■	-	-	-	-	-	-			
Ка-2	ГШЛ	■	■	-	-	-	-	-			
Ка-6	ГЛ	■	■	-	-	-	-	-			
Вебстерит-пироксенитовый тип парагенезиса											
O-125	ГК	1.9	15.5	-	-	-	-	-	■	■	17.4
O-173	ГВ	1.3	6.6	-	0.3	0.2	-	-		■	8.4
O-107	ГК	8.8	2.8	-	-	-	-	-	■	■	11.6
O-264	ГВ	1.9	-	-	0.7	0.2	-	-		■	2.8
O-332	ГВ	5.2	3.5	-	0.2	-	-	-		■	8.9
O-301	ГВ	2.0	-	-	0.4	0.15	-	-		■	2.55
O-550	ГВ	2.7	5.0	-	0.2	-	-	-		■	7.9
M5/01	ГВ	3.0	-	-	0.5	0.3	-	-		■	3.8
UV70/03	ГО	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.
UV41/03	ГВ	1.4	0.4	-	0.2	■	-	-		■	2.0
UV201/09	ГК	0.4	4.6	-	-	-	-	-			5.0
UV345/08	ГШО	0.5	0.9	-	0.3	-	0.1	-		■	1.8
UV383/09	ГК	-	5.0	-	-	-	-	-			5.0
O-1085	ГК	8.0	3.0	-	0.05	-	-	-		■	11.05
Эклогитовый тип парагенезиса											
LUV134/10	Гр	-	-	-	1	0.1	-	0.1		■	1.2
UV662/11	КЭ	-	-	-	1.8	-	-	0.1		■	1.9
UV58/10	КЭ	-	-	-	0.8	0.1	-	-		■	0.9
LUV184/10	БЭ	-	-	-	0.7	0.1	-	0.1			0.9
OLK1514	БЭ	11.5	-	-	0.4	-	-	-			11.9

Примечание как к Таблица А.1.

Таблица А.3. Минералогия и объемные содержания продуктов распада в ортопироксенах.

№ образца	Порода	Минералы в структурах распада							СПР	Сумма
		Grt	Срх	Amp	Rt	Ilm	Chr			
Перидотитовый тип парагенезиса										
O-207	ГОВ	-	4.15	-	0.3	0.3	-	■	4.75	
O-571	ГШЛ	-	-	-	0.1	0.1	-	■	0.2	
O-436	ГШОВ	8.9	2.3	-	-	-	1.0	■	12.2	
M4/01	ГШОВ	-	2.3	-	-	-	1.0	■	3.3	
M31/01	ГОВ	-	0.4	-	-	-	-		0.4	
M34/01	ГШЛ	-	3.2	-	0.4	-	0.3	■	3.9	
UV223/09	ГОВ	-	2.2	-	0.4	-	-	■	2.6	
UV127/09	ГОВ	-	2.3	-	0.5	0.2	-	■	3.0	
UV300/09	ГОК	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	
UV394/09	ГОВ	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	
UV241/09	ДГЛ	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	
UV831/09	ДГЛ	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	
Об106/12	ГОВ	0.3	0.6	0.3	0.4	0.1	-	■	1.7	
Об108/12	ГОВ	1.5	0.5	-	0.6	-	0.4	■	3.0	
Об113/12	ГШЛ	-	0.4	-	0.2	■		■	0.6	
Об111/12	ШЛ	-	0.5	0.4	-	-	0.5	■	1.4	
O-25	ГШОВ	0.8	0.4	-	0.4	-	-	■	1.6	
O-39	ГЛ	2.0	0.5	-	0.2	0.4	-	■	3.1	
Ка-1	ГЛ	■	-	-	-	-	-			
Ка-2	ГШЛ	-	■	-	-	-	-			
Ка-6	ГЛ	■	-	-	-	-	-			
Вебстерит-пироксенитовый тип парагенезиса										
O-125	ГК	2.5	-	-	-	-	-		2.5	
O-173	ГВ	2.1	4.3	-	1.0	0.3	-	■	7.7	
O-107	ГК	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	м.с.	
O-264	ГВ	-	1.8	-	0.6	0.2	-	■	2.6	
O-332	ГВ	-	1.6	-	0.05	0.05	-	■	1.7	
O-301	ГВ	-	2.7	-	0.6	0.1	-	■	3.4	
O-550	ГВ	■	2.6	-	0.3	0.1	-	■	3.0	
M5/01	ГВ	5.1	5.0	-	0.2	0.3	-	■	10.6	
UV70/03	ГО		■	-	0.2	0.1	-	■	0.3	
UV41/03	ГВ	5.8	1.6	-	0.4	0.2	-	■	8.0	
UV201/09	ГК	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	
UV345/08	ГШО	5.6	6.7	-	0.4	-	0.6	■	13.3	
UV383/09	ГК	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	
O-1085	ГК	-	0.2	-	0.1	-	-		0.3	
Эклогитовый тип парагенезиса										
LUV134/10	Гр	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	
UV662/11	КЭ	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	
UV58/10	КЭ	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	
LUV184/10	БЭ	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	
OLK1514	БЭ	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	м.о.	

Примечание как к Таблица А.1.

Приложение Б

Таблица Б.1. Средние составы оливина ксенолитов лерцолитов и оливиновых вебстеритов из кимберлитовых трубок Якутии (Обнаженная, Удачная, Мир)

№ образца	n		Содержание оксидов, мас.%									Mg#	Миналы, мол.%				
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Сумма		Fo	Fa	Тер	Ni ₂ SiO ₄	Ca ₂ SiO ₄
Об108/12	2	Ц	41.5	н.п.	н.п.	6.87	0.08	51.7	0.41	н.п.	100.6	93.1	92.6	6.9	0.1	0.4	-
Об108/12	2	К	41.5	н.п.	н.п.	6.78	0.07	52.6	0.40	н.п.	101.3	93.3	92.8	6.7	0.1	0.4	-
Об108/12	1	ЛГ	41.2	0.16	0.10	5.36	0.05	51.6	0.63	0.11	99.2	94.5	93.7	5.5	0.1	0.6	0.1
Об113/12	2	Ц	41.4	н.п.	н.п.	7.42	0.08	51.4	0.40	н.п.	100.7	92.5	92.1	7.5	0.1	0.4	-
Об113/12	3	К	41.6	н.п.	н.п.	7.41	0.09	51.3	0.39	н.п.	100.9	92.5	92.1	7.4	0.1	0.4	-
UV127/09	4	Ц	41.2	н.а.	н.п.	8.19	0.10	50.4	0.31	н.п.	100.2	91.6	91.3	8.3	0.1	0.3	-
UV127/09	4	К	41.2	н.а.	н.п.	8.19	0.09	50.3	0.31	н.п.	100.1	91.6	91.3	8.3	0.1	0.3	-
UV223/09	4	Ц	41.1	н.а.	н.п.	8.99	0.09	49.9	0.35	н.п.	100.5	90.8	90.4	9.1	0.1	0.3	-
UV223/09	3	К	41.3	н.а.	н.п.	9.03	0.07	49.8	0.36	н.п.	100.6	90.8	90.4	9.2	0.1	0.4	-
О-301	2	Ц	41.3	н.а.	н.п.	6.70	0.08	51.3	0.41	н.п.	99.8	93.2	92.7	6.8	0.1	0.4	-
О-301	2	К	41.2	н.а.	н.п.	6.97	0.07	51.4	0.40	н.п.	100.0	92.9	92.5	7.0	0.1	0.4	-
О-571	2	Ц	41.0	н.а.	н.п.	7.28	0.09	51.0	0.35	н.п.	99.7	92.6	92.2	7.4	0.1	0.3	-
О-571	1	К	41.0	н.а.	н.п.	6.82	0.07	51.2	0.40	н.п.	99.5	93.0	92.6	6.9	0.1	0.4	-
UV394/09	3	Ц	41.0	н.а.	н.п.	8.45	0.09	49.8	0.35	н.п.	99.8	91.3	90.9	8.6	0.1	0.3	-
UV394/09	3	К	40.9	н.а.	н.п.	8.39	0.10	49.8	0.35	н.п.	99.6	91.4	90.9	8.6	0.1	0.3	-
UV300/09	3	Ц	41.5	н.а.	н.п.	7.56	0.08	51.0	0.35	н.п.	100.5	92.3	91.9	7.7	0.1	0.3	-
UV300/09	3	К	41.2	н.а.	н.п.	8.04	0.08	50.2	0.36	н.п.	99.9	91.8	91.3	8.2	0.1	0.4	-
М34/01	2	Ц	41.1	н.а.	н.п.	7.54	0.10	50.3	0.34	н.п.	99.4	92.3	91.9	7.7	0.1	0.3	-
М34/01	2	К	41.5	н.а.	н.п.	7.56	0.09	50.9	0.34	н.п.	100.4	92.3	91.9	7.7	0.1	0.3	-
О-207	1	Ц	40.8	н.а.	н.п.	9.26	0.07	49.1	0.39	н.п.	99.7	90.4	90.0	9.5	0.1	0.4	-
О-207	1	К	41.1	н.а.	н.п.	9.29	0.08	49.1	0.38	н.п.	100.0	90.4	90.0	9.5	0.1	0.4	-
О-436	1	Ц	41.2	н.а.	н.п.	8.24	0.08	50.4	0.47	н.п.	100.4	91.6	91.1	8.4	0.1	0.5	-
О-436	1	К	40.8	н.а.	н.п.	8.24	0.08	49.7	0.52	н.п.	99.3	91.5	90.9	8.5	0.1	0.5	-
UV831/09	1	Ц	41.5	н.а.	н.а.	9.69	н.а.	50.1	0.43	н.п.	101.8	90.2	89.8	9.7	-	0.4	-

Примечание: n – число анализов, Ц – центр зерна, К – край зерна, ЛГ – ламель в гранате, н.п. – ниже предела обнаружения рентгеноспектрального микроанализа при заданных параметрах съемки, н.а. – не анализировалось, прочерк – не рассчитано.

Таблица Б.2. Средние составы ортопироксена ксенолитов лерцолитов и оливиновых вебстеритов из кимберлитовых трубок Якутии (Обнаженная, Удачная, Мир)

№ образца	n		Содержание оксидов, мас.%										Mg#	Миналы, мол.%			
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O		Сумма	En	Fs	Wo
UV241/09	3	К	55.7	0.24	1.99	0.47	7.47	0.15	32.7	1.13	0.15	н.п.	100.0	88.6	86.7	11.1	2.2
Ob113/12	2	Ц	57.6	0.10	1.94	0.40	4.77	0.11	35.9	0.23	0.05	н.п.	101.1	93.1	92.7	6.9	0.4
Ob113/12	2	К	57.1	0.10	1.46	0.35	4.81	0.09	35.7	0.27	0.04	н.п.	100.0	93.0	92.5	7.0	0.5
Ob111/12	2	Ц	56.9	0.06	2.51	0.38	4.86	0.10	35.5	0.25	0.05	н.п.	100.6	92.9	92.4	7.1	0.5
Ob111/12	2	К	57.5	0.06	2.39	0.42	5.00	0.13	35.6	0.26	0.06	н.п.	101.4	92.7	92.2	7.3	0.5
O-39	4	Ц	56.4	0.30	1.73	0.36	5.41	0.10	35.3	0.19	0.04	н.п.	99.8	92.1	91.8	7.9	0.4
O-39	3	К	57.4	0.12	1.20	0.28	5.35	0.09	34.9	0.17	0.04	н.п.	99.6	92.1	91.8	7.9	0.3
O-25	4	Ц	56.6	0.09	1.46	0.35	4.48	0.08	35.9	0.24	0.03	н.п.	99.3	93.5	93.0	6.5	0.4
O-25	4	К	57.2	0.09	1.09	0.30	4.42	0.08	35.8	0.20	0.03	н.п.	99.2	93.5	93.2	6.5	0.4
O-25	2	ЛП	55.7	0.08	3.16	0.38	4.92	0.11	34.9	0.23	0.05	н.п.	99.6	92.7	92.3	7.3	0.4
O-25	2	ЛП	57.1	0.09	1.14	0.32	4.35	0.08	36.1	0.24	0.03	н.п.	99.5	93.7	93.3	6.3	0.4
UV831/09	2	Ц	58.1	0.07	0.64	0.23	5.57	0.12	33.7	0.94	0.21	н.п.	99.6	91.5	89.9	8.3	1.8
UV831/09	2	К	58.0	0.08	0.64	0.23	5.60	0.12	33.5	0.94	0.21	н.п.	99.3	91.4	89.8	8.4	1.8
UV394/09	4	Ц	57.9	0.11	0.46	0.02	5.26	0.10	34.8	0.47	0.16	н.п.	99.3	92.2	91.4	7.7	0.9
UV394/09	4	К	57.8	0.12	0.48	0.03	5.22	0.11	34.6	0.51	0.20	н.п.	99.1	92.2	91.3	7.7	1.0
Ob106/12	2	Ц	56.8	0.05	2.37	0.12	6.91	0.07	34.1	0.17	0.08	н.п.	100.7	89.8	89.5	10.2	0.3
Ob106/12	2	К	57.3	0.06	1.64	0.10	6.78	0.07	34.3	0.20	0.06	н.п.	100.5	90.0	89.7	10.0	0.4
Ob106/12	1	ЛП	58.0	0.04	0.69	0.05	7.05	0.08	34.5	0.24	0.06	н.п.	100.7	89.7	89.3	10.2	0.5
Ob108/12	2	Ц	57.5	0.07	1.69	0.39	4.14	0.06	36.3	0.24	0.06	н.п.	100.4	94.0	93.6	6.0	0.4
Ob108/12	3	К	58.0	0.09	1.59	0.35	4.09	0.08	36.2	0.21	0.04	н.п.	100.6	94.0	93.7	5.9	0.4
Ob108/12	4	ЛП	57.1	0.09	2.29	0.35	4.08	0.08	36.1	0.25	0.03	н.п.	100.4	94.0	93.6	5.9	0.5
O-436	1	Ц	56.9	0.09	1.22	0.44	5.04	0.10	35.1	0.25	0.07	н.п.	99.2	92.6	92.1	7.4	0.5
O-436	2	К	57.2	0.08	0.83	0.31	4.86	0.08	35.4	0.23	0.07	н.п.	99.0	92.8	92.4	7.1	0.4

Примечание на следующей странице.

Продолжение таблицы Б.2.

№ образца	n		Содержание оксидов, мас. %											Mg#	Миналы, мол. %		
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма		En	Fs	Wo
О-207	1	Ц	58.1	0.07	0.84	0.18	5.14	0.06	35.3	0.22	0.04	н.п.	99.9	92.4	92.1	7.5	0.4
О-207	1	К	57.3	0.06	1.32	0.11	5.79	0.07	34.7	0.20	0.06	н.п.	99.7	91.4	91.1	8.5	0.4
М31/01	1	Ц	57.8	0.02	0.43	0.10	5.61	0.16	35.2	0.25	0.08	н.п.	99.7	91.8	91.4	8.2	0.5
UV223/09	2	Ц	58.5	0.10	0.43	0.09	5.48	0.10	35.2	0.29	0.10	н.п.	100.3	92.0	91.5	8.0	0.5
UV223/09	2	К	58.6	0.09	0.42	0.08	5.45	0.11	34.9	0.26	0.11	н.п.	100.0	91.9	91.5	8.0	0.5
UV127/09	3	Ц	58.4	0.09	0.52	0.24	4.90	0.10	35.4	0.24	0.11	н.п.	100.1	92.8	92.4	7.2	0.5
UV127/09	2	К	58.2	0.09	0.45	0.21	4.93	0.10	35.6	0.24	0.11	н.п.	99.9	92.8	92.4	7.2	0.4
М34/01	1	Ц	58.3	н.п.	0.82	0.39	4.78	0.10	35.3	0.16	0.06	н.п.	100.0	92.9	92.7	7.0	0.3
М34/01	2	К	57.8	0.04	0.61	0.22	4.81	0.14	35.2	0.17	0.05	н.п.	99.1	92.9	92.6	7.1	0.3
О-571	2	Ц	56.7	0.08	1.37	0.39	4.57	0.10	36.3	0.66	0.14	н.п.	100.3	93.4	92.3	6.5	1.2
О-571	3	К	57.1	0.09	1.15	0.31	4.51	0.10	36.6	0.24	0.07	н.п.	100.2	93.5	93.1	6.4	0.4

Примечание: n – число анализов, Ц – центр зерна, К – край зерна, ЛП – ламель в клинопироксене, н.п. – ниже предела обнаружения рентгеноспектрального микроанализа при заданных параметрах съемки.

Таблица Б.3. Средние составы клинопироксена ксенолитов лерцолитов и оливиновых вебстеритов из кимберлитовых трубок Якутии (Обнаженная, Удачная, Мир) и Финляндии (Лахтойоки)

№ образца	n	Содержание оксидов, мас.%											Ca/		Миналы, мол.%		
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#	Ca+Mg	En	Fs	Wo
Ка-1	2 Ц	54.4	0.08	1.53	1.61	2.58	0.10	18.2	19.2	1.80	н.п.	99.5	92.6	43.2	54.4	4.3	41.3
Ка-1	2 К	54.5	0.07	1.57	1.62	2.57	0.10	18.2	19.1	1.71	н.п.	99.5	92.6	43.1	54.4	4.3	41.2
Ка-6	4 Ц	54.1	0.23	1.77	1.15	3.50	0.10	17.2	19.3	1.81	н.п.	99.1	89.8	44.6	52.1	5.9	41.9
Ка-6	5 К	53.6	0.29	1.82	1.17	3.48	0.11	17.4	19.7	1.68	н.п.	99.2	89.9	44.9	51.9	5.8	42.3
UV241/09	4 Ц	54.4	0.26	1.73	0.41	4.00	0.11	17.3	19.8	1.47	0.03	99.5	88.5	45.0	51.3	6.6	42.1
UV241/09	5 К	54.5	0.25	1.72	0.44	4.02	0.11	17.4	19.7	1.49	0.03	99.6	88.5	44.9	51.4	6.7	41.9
Об113/12	2 Ц	53.5	0.60	5.24	1.80	1.52	0.05	14.6	20.2	2.45	н.п.	99.9	94.5	49.7	48.8	2.8	48.3
Об113/12	3 К	53.7	0.55	4.35	1.87	1.49	0.06	15.1	20.6	2.33	н.п.	100.1	94.7	49.5	49.1	2.7	48.2
Об113/12	3 ЛП	54.0	0.47	4.64	1.87	1.54	0.07	14.8	20.4	2.47	н.п.	100.2	94.5	49.8	48.8	2.9	48.3
Об111/12	2 Ц	54.0	0.14	3.41	1.19	1.81	0.07	16.0	21.6	1.71	н.п.	100.0	94.0	49.3	49.1	3.1	47.8
Об111/12	2 К	54.3	0.13	3.19	1.21	1.86	0.05	16.0	21.8	1.69	н.п.	100.2	93.9	49.5	48.9	3.2	47.9
Об111/12	2 ЛП	54.1	0.19	3.98	1.06	2.00	0.07	15.8	21.5	1.86	н.п.	100.6	93.4	49.5	48.8	3.5	47.8
О-39	4 Ц	53.4	0.61	6.32	1.27	2.03	0.05	14.1	18.1	3.55	н.п.	99.4	92.5	48.0	49.9	4.0	46.1
О-39	4 К	53.4	0.50	4.99	1.49	1.90	0.05	14.1	19.5	3.20	н.п.	99.1	93.0	49.8	48.4	3.7	48.0
О-39	2 ЛП	55.0	0.11	1.28	0.96	2.26	0.08	16.6	22.2	1.43	н.п.	99.8	92.9	49.1	49.0	3.8	47.2
О-25	4 Ц	53.3	0.42	5.62	1.50	1.43	0.06	14.3	20.3	2.64	н.п.	99.5	94.7	50.5	48.1	2.7	49.1
О-25	4 К	53.9	0.36	3.39	1.68	1.40	0.05	15.4	21.2	2.11	н.п.	99.5	95.2	49.7	49.0	2.5	48.5
UV831/09	2 Ц	56.0	0.11	1.66	0.92	3.49	0.11	18.9	17.8	1.60	0.04	100.6	90.6	40.4	56.1	5.8	38.1
UV831/09	2 К	55.6	0.12	1.69	0.87	3.57	0.11	18.9	17.6	1.59	0.04	100.0	90.4	40.1	56.3	6.0	37.7
UV831/09	2 В в Grt	55.7	0.11	1.66	0.98	3.52	0.11	19.1	17.6	1.59	0.04	100.4	90.6	39.9	56.5	5.9	37.6
UV394/09	7 Ц	55.8	0.44	3.35	0.19	2.95	0.08	16.5	17.7	2.71	0.03	99.6	90.9	43.6	53.4	5.4	41.2
UV394/09	7 К	55.7	0.42	3.21	0.21	3.03	0.10	16.6	17.9	2.58	0.03	99.7	90.7	43.6	53.3	5.5	41.2
Об106/12	2 Ц	54.9	0.46	7.64	0.45	2.65	н.п.	12.7	17.3	4.21	н.п.	100.2	89.5	49.5	47.7	5.6	46.7
Об106/12	4 К	55.0	0.45	6.19	0.53	2.88	0.05	13.4	18.1	3.75	н.п.	100.4	89.3	49.3	47.8	5.8	46.4
Об106/12	2 ЛП	55.1	0.57	8.84	0.53	2.63	н.п.	11.8	16.0	5.03	н.п.	100.5	88.9	49.3	47.7	6.0	46.4
Об106/12	6 ЛП зерн	52.8	0.54	4.45	0.52	3.31	0.05	15.5	20.8	1.66	н.п.	99.7	89.3	49.1	47.9	5.8	46.3

Примечание на следующей странице.

Продолжение таблицы Б.3.

№ образца	n		Содержание оксидов, мас.%										Ca/		Миналы, мол.%			
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#	Ca+Mg	En	Fs	Wo
Об108/12	2	Ц	53.2	0.52	6.27	1.69	1.24	0.05	14.3	19.9	2.57	н.п.	99.7	95.3	50.1	48.7	2.4	48.9
Об108/12	1	ЛП	53.8	0.45	4.57	1.94	1.32	н.п.	14.4	20.3	2.57	н.п.	99.4	95.1	50.3	48.5	2.5	49.0
Об108/12	1	К	53.6	0.54	4.57	1.80	1.27	0.06	15.1	20.5	2.39	н.п.	99.8	95.5	49.5	49.3	2.3	48.3
UV300/09	4	Ц	55.4	0.18	2.98	0.87	1.78	0.08	16.0	20.2	2.20	н.п.	99.7	94.1	47.6	50.7	3.2	46.1
UV300/09	4	К	55.4	0.18	2.87	0.92	1.75	0.06	16.0	20.4	2.14	н.п.	99.7	94.2	47.8	50.6	3.1	46.3
UV300/09	3	В в Grt	55.8	0.19	2.94	0.91	1.83	0.07	16.0	20.4	2.22	н.п.	100.4	94.0	47.8	50.5	3.2	46.2
M4/01	3	Ц	55.5	0.19	3.28	2.41	1.33	0.05	14.7	20.0	2.76	н.п.	100.3	95.2	49.4	49.3	2.5	48.2
M4/01	1	К	54.7	0.17	2.90	2.69	1.40	0.05	15.1	20.1	2.79	н.п.	99.9	95.0	49.0	49.7	2.6	47.7
M4/01	1	В в Grt	54.7	0.17	2.91	2.89	1.31	0.07	14.6	20.0	2.90	н.п.	99.6	95.2	49.7	49.1	2.5	48.4
M31/01	1	Ц	54.1	0.12	2.19	0.82	2.59	0.07	15.7	20.7	2.16	н.п.	98.5	91.5	48.7	48.9	4.5	46.5
M31/01	1	К	54.6	0.09	2.08	0.98	2.42	0.05	15.9	21.2	1.97	н.п.	99.2	92.1	49.0	48.9	4.2	46.9
O-436	1	Ц	54.2	0.19	2.51	1.36	1.83	н.п.	16.2	20.7	1.72	0.04	98.8	94.0	47.9	50.4	3.2	46.4
O-436	1	ЛП	54.0	0.21	2.78	1.88	1.86	0.05	15.4	20.2	2.08	н.п.	98.5	93.7	48.6	49.7	3.4	46.9
O-207	1	Ц	54.3	0.49	6.37	0.40	1.91	н.п.	13.6	18.7	3.11	н.п.	98.8	92.7	49.7	48.4	3.8	47.8
O-207	2	К	54.0	0.52	5.54	0.37	2.06	н.п.	14.0	19.3	2.81	н.п.	98.7	92.4	49.8	48.2	4.0	47.8
UV223/09	2	Ц	56.1	0.29	3.09	0.90	2.13	0.07	15.7	19.4	2.70	н.п.	100.4	93.0	47.0	50.9	3.9	45.2
UV223/09	2	К	55.7	0.29	3.03	0.92	2.14	0.07	15.7	19.4	2.73	н.п.	100.0	92.9	47.0	50.9	3.9	45.2
UV223/09	2	ЛП	55.6	0.35	3.01	0.91	2.17	0.06	15.9	19.3	2.75	н.п.	100.1	92.9	46.6	51.3	3.9	44.8
UV127/09	3	Ц	55.3	0.28	3.11	2.37	1.90	0.06	15.3	18.4	3.36	н.п.	100.1	93.5	46.5	51.6	3.6	44.8
UV127/09	3	К	55.3	0.30	3.10	2.38	1.94	0.06	15.2	18.3	3.37	н.п.	100.0	93.3	46.4	51.6	3.7	44.7
UV127/09	1	ЛП	55.4	0.27	3.26	2.63	1.90	0.05	15.0	18.2	3.58	н.п.	100.3	93.4	46.7	51.4	3.7	45.0
M34/01	1	Ц	55.0	0.22	3.20	2.32	1.34	0.06	14.6	20.1	2.78	н.п.	99.7	95.1	49.8	48.9	2.5	48.6
M34/01	2	К	55.3	0.19	3.36	2.29	1.34	0.06	14.4	20.1	2.74	н.п.	99.7	95.0	50.1	48.6	2.5	48.9
O-571	4	Ц	53.3	0.42	4.23	1.81	1.46	0.06	15.4	20.3	2.91	н.п.	99.8	94.9	48.7	49.9	2.7	47.4
O-571	3	К	53.2	0.41	3.95	1.96	1.47	0.05	15.4	20.3	2.82	н.п.	99.6	94.9	48.8	49.9	2.7	47.5

Примечание: n – число анализов, Ц – центр зерна, К – край зерна, ЛП – ламель в клинопироксене, В - включение, н.п. – ниже предела обнаружения рентгеноспектрального микроанализа при заданных параметрах съемки.

Таблица Б.4. Средние составы граната ксенолитов лерцолитов и оливиновых вебстеритов из кимберлитовых трубок Якутии (Обнаженная, Удачная, Мир) и Финляндии (Лахтойоки)

№ образца <i>n</i>	Ка-1 4 Ц	Ка-1 4 К	Ка-6 2 Ц	Ка-6 2 К	UV241/09 6 Ц	UV241/09 6 К	Об113/12 5 Ц	Об113/12 4 К
Содержание оксидов, мас. %								
SiO ₂	41.4	41.4	40.7	41.3	41.4	41.6	42.3	41.9
TiO ₂	0.16	0.21	0.63	0.59	0.71	0.77	0.10	0.10
Al ₂ O ₃	18.2	18.3	16.9	19.3	20.5	21.0	22.4	22.0
Cr ₂ O ₃	6.41	6.23	6.77	3.61	2.24	1.41	2.22	2.54
FeO	7.20	7.35	9.94	9.94	10.67	10.78	7.73	8.19
MnO	0.37	0.36	0.45	0.42	0.42	0.42	0.41	0.46
MgO	20.4	20.4	17.8	18.8	19.3	19.4	20.6	20.2
CaO	5.38	5.38	6.56	5.59	5.29	5.16	5.03	4.85
Na ₂ O	0.04	н.п.	0.10	0.07	0.08	0.07	н.п.	н.п.
P ₂ O ₅					0.04	н.п.	н.п.	н.п.
Сумма	99.6	99.7	99.9	99.7	100.6	100.5	100.9	100.3
Расчет формулы на 12 атомов кислорода								
Si	3.004	2.999	3.005	3.011	2.979	2.988	2.988	2.987
Ti	0.009	0.012	0.035	0.032	0.038	0.041	0.005	0.006
Al	1.560	1.566	1.469	1.658	1.744	1.777	1.862	1.848
Cr	0.368	0.357	0.395	0.208	0.127	0.080	0.124	0.143
Fe ²⁺	0.374	0.380	0.512	0.503	0.552	0.546	0.448	0.484
Fe ³⁺	0.063	0.065	0.102	0.102	0.091	0.101	0.009	0.004
Mn	0.023	0.022	0.028	0.026	0.025	0.025	0.024	0.028
Mg	2.201	2.204	1.958	2.040	2.069	2.074	2.166	2.139
Ca	0.418	0.418	0.518	0.436	0.408	0.398	0.380	0.370
Na	0.005	-	0.014	0.010	0.012	0.010	-	-
P	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	-	-	-
Сумма катионов	8.025	8.029	8.034	8.028	8.048	8.043	8.012	8.012
#Mg	83.4	83.2	76.1	77.1	76.3	76.2	82.6	81.4
Cr/Cr+Al	19.1	18.6	21.2	11.1	6.8	4.3	6.2	7.2
Миналы, мол. %								
Scl-Al	0.3%	0.6%	0.4%		1.9%	1.4%	0.3%	0.3%
Mrt			1.3%	2.2%		0.3%		
NaTi Grt	0.1%		0.7%	0.5%	0.0%	0.5%		
Mrt-Mg								
Maj				0.1%				
Uv	13.6%	13.3%	15.3%	10.4%	6.3%	4.0%	6.2%	7.1%
Knr	4.8%	4.5%	4.4%					
Sps	0.8%	0.7%	0.9%	0.9%	0.8%	0.8%	0.8%	0.9%
Prp	68.4%	68.8%	60.6%	67.7%	68.6%	68.8%	72.1%	71.2%
Alm	8.3%	7.9%	11.1%	14.0%	15.3%	16.8%	13.8%	14.9%
Grs						0.5%	5.4%	4.3%
Adr				1.8%	5.3%	6.8%	0.8%	0.6%
Skgr	3.6%	3.9%	5.3%	2.5%	0.9%			
Остаток	0.2%	0.3%	0.0%	0.0%	0.8%	0.0%	0.6%	0.7%
Сумма	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%

Примечание на стр. 217

Продолжение таблицы Б.4.

№ образца	O-39	O-39	O-39	O-39	O-25	O-25	O-25	O-25
<i>n</i>	4	4	4	2	4	4	4	2
	Ц	К	ЛП зерн	ЛП	Ц	К	ЛП зерн	ЛП
Содержание оксидов, мас. %								
SiO ₂	41.6	42.1	41.9	41.9	41.9	42.2	41.6	42.0
TiO ₂	0.14	0.12	0.08	0.07	0.13	0.09	0.09	0.06
Al ₂ O ₃	22.3	22.4	22.3	22.3	21.7	21.8	21.7	22.3
Cr ₂ O ₃	1.38	1.49	1.49	1.41	2.34	2.42	2.45	1.63
FeO	9.04	9.30	9.38	9.50	7.39	7.57	8.12	7.91
MnO	0.41	0.43	0.42	0.43	0.33	0.34	0.41	0.37
MgO	20.1	19.9	20.0	20.1	20.5	20.4	20.3	20.4
CaO	4.45	4.37	4.31	3.96	5.11	4.93	5.03	4.60
Na ₂ O	н.п.	0.04	н.п.	н.п.	0.04	н.п.	н.п.	н.п.
P ₂ O ₅								
Сумма	99.5	100.1	99.9	99.7	99.4	99.8	99.6	99.3
Расчет формулы на 12 атомов кислорода								
Si	2.989	3.003	2.996	3.003	3.000	3.007	2.983	3.005
Ti	0.007	0.006	0.005	0.004	0.007	0.005	0.005	0.003
Al	1.887	1.881	1.881	1.884	1.830	1.834	1.831	1.878
Cr	0.079	0.084	0.084	0.080	0.133	0.136	0.139	0.092
Fe ²⁺	0.515	0.527	0.531	0.536	0.412	0.426	0.462	0.446
Fe ³⁺	0.027	0.028	0.030	0.033	0.031	0.025	0.025	0.027
Mn	0.025	0.026	0.025	0.026	0.020	0.021	0.025	0.022
Mg	2.147	2.115	2.131	2.141	2.184	2.171	2.167	2.179
Ca	0.342	0.334	0.330	0.304	0.392	0.376	0.387	0.353
Na	-	0.005	-	-	0.005	-	-	-
P								
Сумма катионов	8.022	8.009	8.018	8.013	8.013	8.004	8.027	8.007
#Mg	79.8	79.2	79.2	79.0	83.2	82.8	81.6	82.2
Cr/Cr+Al	4.0	4.3	4.3	4.1	6.8	6.9	7.0	4.7
Миналы, мол. %								
ScI-Al	0.4%	0.0%	0.2%	0.1%	0.3%		0.2%	
Mrt		0.1%				0.3%		0.0%
NaTi Grt		0.2%		0.1%	0.1%	0.1%		0.2%
Mrt-Mg								
Maj						0.5%		0.2%
Uv	3.9%	4.2%	4.2%	4.0%	6.6%	6.8%	6.9%	4.6%
Knr								
Sps	0.8%	0.9%	0.8%	0.9%	0.7%	0.7%	0.8%	0.8%
Prp	71.4%	70.4%	70.9%	71.3%	72.7%	71.7%	72.0%	72.3%
Alm	15.7%	17.4%	16.8%	17.6%	13.3%	14.5%	13.4%	14.9%
Grs	5.1%	5.2%	4.8%	4.2%	4.4%	4.8%	3.7%	5.8%
Adr	2.0%	1.6%	1.8%	1.8%	1.7%	0.7%	2.0%	1.3%
Skgr								
Остаток	0.7%	0.0%	0.5%	0.2%	0.3%	0.0%	0.9%	0.0%
Сумма	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%

Примечание на стр. 217

Продолжение таблицы Б.4.

№ образца	UV831/09	UV831/09	UV394/09	UV394/09	Об106/12	Об106/12	Об106/12	Об106/12
<i>n</i>	4	4	10	10	4	4	4	3
	Ц	К	Ц	К	Ц	К	ЛП зерн	ЛП
Содержание оксидов, мас.%								
SiO ₂	42.3	42.2	42.8	42.7	42.0	41.9	41.8	41.6
TiO ₂	0.31	0.34	0.59	0.54	0.13	0.10	0.08	0.08
Al ₂ O ₃	19.9	20.0	22.6	22.7	23.5	23.1	23.4	23.4
Cr ₂ O ₃	3.66	3.50	0.31	0.30	0.36	0.37	0.41	0.38
FeO	7.75	7.74	7.84	7.83	10.51	10.66	11.34	11.66
MnO	0.31	0.30	0.32	0.32	0.30	0.31	0.34	0.36
MgO	20.9	20.8	21.9	22.0	20.1	19.9	19.4	19.2
CaO	4.46	4.51	3.53	3.51	3.70	3.68	3.65	3.64
Na ₂ O	0.06	0.05	0.13	0.11	0.04	0.06	н.п.	н.п.
P ₂ O ₅					0.04	н.п.	н.п.	н.п.
Сумма	99.6	99.5	100.1	99.9	100.6	100.1	100.4	100.3
Расчет формулы на 12 атомов кислорода								
Si	3.032	3.032	3.016	3.013	2.977	2.990	2.980	2.975
Ti	0.017	0.018	0.031	0.028	0.007	0.005	0.004	0.004
Al	1.682	1.695	1.880	1.885	1.967	1.944	1.970	1.972
Cr	0.208	0.199	0.017	0.017	0.020	0.021	0.023	0.021
Fe ²⁺	0.371	0.377	0.390	0.392	0.617	0.607	0.674	0.695
Fe ³⁺	0.094	0.088	0.072	0.070	0.006	0.029	0.003	0.003
Mn	0.019	0.018	0.019	0.019	0.018	0.018	0.021	0.022
Mg	2.234	2.225	2.303	2.309	2.120	2.117	2.060	2.049
Ca	0.343	0.347	0.267	0.266	0.281	0.281	0.279	0.279
Na	0.008	0.007	0.017	0.016	0.005	0.008	-	-
P					0.002	-	-	-
Сумма катионов	8.010	8.006	8.012	8.014	8.021	8.023	8.019	8.023
#Mg	82.8	82.7	83.3	83.3	77.3	76.9	75.3	74.6
Cr/Cr+Al	11.0	10.5	0.9	0.9	1.0	1.1	1.2	1.1
Миналы, мол.%								
ScI-Al					0.3%	0.3%	0.2%	0.2%
Mrt	0.9%	1.1%	1.4%	1.3%				
NaTi Grt	0.4%	0.4%	0.9%	0.8%				
Mrt-Mg								
Maj	2.9%	2.9%	1.1%	0.7%				
Uv	10.4%	9.9%	0.9%	0.9%	1.0%	1.1%	1.2%	1.1%
Knr								
Sps	0.6%	0.6%	0.6%	0.6%	0.6%	0.6%	0.7%	0.7%
Prp	70.6%	70.3%	75.2%	75.9%	70.5%	70.4%	68.5%	68.1%
Alm	12.8%	13.8%	13.6%	13.4%	18.4%	18.7%	20.5%	20.7%
Grs			4.4%	4.2%	7.1%	6.4%	7.2%	7.1%
Adr	0.0%	0.4%	2.0%	2.3%	1.0%	1.7%	0.7%	1.0%
Skgr	1.4%	0.6%						
Остаток	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	1.2%	1.0%	1.0%	1.2%
Сумма	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%

Примечание на стр. 217

Продолжение таблицы Б.4.

№ образца	Об108/12	Об108/12	Об108/12	Об108/12	Об108/12	UV300/09	UV300/09	M4/01
<i>n</i>	6	7	2	4	2	4	4	1
	Ц	К	ЛП срх	ЛП орх	ЛП зерн	Ц	К	Ц
Содержание оксидов, мас.%								
SiO ₂	42.3	42.2	42.5	42.3	42.3	42.8	42.5	41.8
TiO ₂	0.13	0.10	0.06	0.06	0.09	0.17	0.15	0.15
Al ₂ O ₃	22.4	22.3	23.2	22.9	22.5	22.6	22.4	20.2
Cr ₂ O ₃	2.39	2.52	1.51	1.74	2.22	1.38	1.51	4.46
FeO	6.61	6.81	7.02	7.29	7.24	7.56	7.52	7.83
MnO	0.29	0.31	0.34	0.35	0.35	0.37	0.40	0.49
MgO	21.4	21.4	21.8	21.6	21.2	21.2	21.1	19.8
CaO	5.10	4.92	4.26	4.34	4.86	4.18	4.13	5.00
Na ₂ O	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	0.04	0.04	0.05
P ₂ O ₅	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.			
Сумма	100.6	100.6	100.8	100.6	100.7	100.2	99.7	99.7
Расчет формулы на 12 атомов кислорода								
Si	2.980	2.979	2.980	2.977	2.981	3.016	3.016	3.007
Ti	0.007	0.006	0.003	0.003	0.005	0.009	0.008	0.008
Al	1.857	1.851	1.919	1.900	1.867	1.877	1.870	1.715
Cr	0.133	0.140	0.084	0.097	0.124	0.077	0.085	0.254
Fe ²⁺	0.387	0.398	0.411	0.429	0.422	0.408	0.409	0.449
Fe ³⁺	0.003	0.004	0.000	0.000	0.004	0.037	0.037	0.022
Mn	0.017	0.018	0.020	0.021	0.021	0.022	0.024	0.030
Mg	2.243	2.249	2.276	2.262	2.225	2.231	2.232	2.124
Ca	0.385	0.372	0.320	0.328	0.367	0.316	0.314	0.386
Na	-	-	-	-	-	0.006	0.006	0.007
P	-	-	-	-	-			
Сумма катионов	8.017	8.020	8.015	8.020	8.019	7.999	8.001	8.003
#Mg	85.2	84.8	84.7	84.1	83.9	83.3	83.3	81.8
Cr/Cr+Al	6.7	7.0	4.2	4.9	6.2	3.9	4.3	12.9
Миналы, мол.%								
Scl-Al	0.4%	0.3%	0.2%	0.2%	0.2%			
Mrt						0.3%	0.2%	0.1%
NaTi Grt						0.3%	0.3%	0.3%
Mrt-Mg								
Maj						1.6%	1.5%	0.6%
Uv	6.6%	7.0%	4.2%	4.8%	6.2%	3.9%	4.2%	12.6%
Knr								0.1%
Sps	0.6%	0.6%	0.7%	0.7%	0.7%	0.7%	0.8%	1.0%
Prp	74.6%	74.8%	75.8%	75.2%	74.0%	72.2%	72.4%	70.0%
Alm	11.1%	11.2%	12.1%	12.2%	12.1%	14.7%	14.6%	14.8%
Grs	5.1%	4.2%	6.0%	5.2%	4.9%	6.2%	5.7%	
Adr	0.7%	0.9%	0.3%	0.7%	0.9%	0.1%	0.3%	
Skg								0.5%
Остаток	0.9%	1.1%	0.9%	1.0%	0.9%	0.0%	0.0%	0.0%
Сумма	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%

Примечание на стр. 217

Продолжение таблицы Б.4.

№ образца	M4/01	O-436	O-436	O-436	O-207	O-207	M31/01	M31/01
<i>n</i>	2	1	1	2	1	2	2	2
	К	Ц	К	ЛП	Ц	К	Ц	К
Содержание оксидов, мас. %								
SiO ₂	41.7	41.7	41.5	41.8	42.4	42.2	41.5	41.6
TiO ₂	0.08	0.10	0.10	0.08	0.11	0.11	0.07	0.06
Al ₂ O ₃	20.1	21.5	21.4	22.0	23.1	23.3	22.1	21.8
Cr ₂ O ₃	4.54	2.66	2.81	1.94	0.34	0.36	1.50	1.48
FeO	8.04	8.30	8.23	8.02	9.20	9.34	9.66	9.59
MnO	0.48	0.38	0.42	0.37	0.41	0.37	0.60	0.56
MgO	19.5	19.6	19.8	20.6	20.0	19.9	19.5	19.4
CaO	4.97	4.73	4.89	4.44	4.11	3.98	4.29	4.30
Na ₂ O	0.07	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.06	0.06
P ₂ O ₅								
Сумма	99.5	99.1	99.1	99.3	99.7	99.6	99.2	98.8
Расчет формулы на 12 атомов кислорода								
Si	3.014	3.008	2.995	2.994	3.019	3.011	2.997	3.012
Ti	0.004	0.006	0.006	0.004	0.006	0.006	0.004	0.003
Al	1.715	1.830	1.818	1.861	1.936	1.954	1.878	1.860
Cr	0.259	0.152	0.160	0.110	0.019	0.020	0.086	0.085
Fe ²⁺	0.464	0.487	0.481	0.455	0.509	0.536	0.551	0.529
Fe ³⁺	0.022	0.013	0.016	0.025	0.039	0.020	0.033	0.052
Mn	0.029	0.023	0.026	0.022	0.024	0.022	0.037	0.034
Mg	2.097	2.109	2.127	2.201	2.127	2.117	2.097	2.097
Ca	0.384	0.365	0.378	0.341	0.314	0.304	0.332	0.334
Na	0.010	0.006	0.006	0.005	0.007	0.007	0.008	0.009
P								
Сумма катионов	7.999	7.998	8.013	8.018	8.000	7.998	8.021	8.016
#Mg	81.2	80.8	81.1	82.1	79.5	79.2	78.2	78.3
Cr/Cr+Al	13.1	7.7	8.1	5.6	1.0	1.0	4.4	4.4
Миналы, мол. %								
ScI-Al			0.3%	0.2%			0.2%	
Mrt								
NaTi Grt	0.2%	0.3%			0.3%	0.3%		0.2%
Mrt-Mg								
Maj	0.8%	0.5%			1.8%	0.8%		0.0%
Uv	12.7%	7.6%	8.0%	5.5%	1.0%	1.0%	4.3%	4.2%
Knr	0.2%							
Sps	1.0%	0.8%	0.9%	0.7%	0.8%	0.8%	1.2%	1.2%
Prp	68.7%	69.7%	70.8%	73.2%	68.5%	69.5%	69.7%	69.8%
Alm	16.1%	16.7%	15.2%	14.1%	18.2%	18.6%	17.2%	17.7%
Grs		4.4%	3.4%	4.2%	9.3%	8.9%	4.9%	4.3%
Adr			1.0%	1.5%	0.1%		1.7%	2.5%
Skg								
Остаток	0.3%	0.1%	0.6%	0.6%	0.0%	0.2%	0.8%	0.3%
Сумма	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%

Примечание на стр. 217

Продолжение таблицы Б.4.

№ образца	UV223/09	UV223/09	UV127/09	UV127/09	M34/01	M34/01	O-571	O-571
<i>n</i>	3	3	3	3	2	2	4	4
	Ц	К	Ц	К	Ц	К	Ц	К
Содержание оксидов, мас. %								
SiO ₂	42.3	42.4	42.0	41.9	41.5	42.1	41.3	41.4
TiO ₂	0.24	0.26	0.31	0.26	0.18	0.14	0.12	0.10
Al ₂ O ₃	22.2	22.1	20.3	20.3	19.8	20.1	21.5	21.9
Cr ₂ O ₃	1.49	1.57	3.70	3.85	4.62	4.41	2.73	2.30
FeO	8.88	8.83	8.21	8.16	8.44	8.72	7.90	8.01
MnO	0.40	0.39	0.42	0.42	0.53	0.56	0.45	0.45
MgO	20.2	20.2	20.1	20.1	18.6	18.3	20.6	20.8
CaO	4.08	4.14	4.51	4.46	5.57	5.39	5.10	4.93
Na ₂ O	0.06	0.07	0.09	0.09	0.06	0.06	0.05	0.05
P ₂ O ₅								
Сумма	99.9	99.9	99.6	99.5	99.3	99.7	99.7	99.9
Расчет формулы на 12 атомов кислорода								
Si	3.016	3.020	3.020	3.018	3.019	3.043	2.963	2.963
Ti	0.013	0.014	0.017	0.014	0.010	0.007	0.006	0.005
Al	1.867	1.855	1.721	1.720	1.695	1.711	1.820	1.843
Cr	0.084	0.088	0.210	0.219	0.266	0.252	0.155	0.130
Fe ²⁺	0.493	0.484	0.442	0.446	0.484	0.497	0.455	0.458
Fe ³⁺	0.037	0.043	0.052	0.046	0.029	0.030	0.018	0.022
Mn	0.024	0.024	0.025	0.026	0.032	0.034	0.027	0.027
Mg	2.146	2.145	2.154	2.157	2.016	1.971	2.199	2.217
Ca	0.311	0.316	0.348	0.344	0.434	0.417	0.392	0.377
Na	0.009	0.010	0.013	0.012	0.008	0.008	0.007	0.006
P								
Сумма катионов	7.999	7.998	8.003	8.003	7.994	7.971	8.045	8.048
#Mg	80.2	80.3	81.4	81.4	79.7	78.9	82.3	82.2
Cr/Cr+Al	4.3	4.6	10.9	11.3	13.5	12.8	7.8	6.6
Миналы, мол. %								
Scl-Al							0.3%	0.3%
Mrt	0.4%	0.3%	0.4%	0.2%				
NaTi Grt	0.5%	0.5%	0.6%	0.6%	0.4%	0.4%		
Mrt-Mg	0.0%	0.2%			0.2%			
Maj	1.6%	1.8%	1.9%	1.7%	0.5%			
Uv	4.2%	4.4%	10.5%	11.0%	13.3%	12.6%	7.7%	6.5%
Knr								
Sps	0.8%	0.8%	0.9%	0.9%	1.1%	1.1%	0.9%	0.9%
Prp	69.4%	69.0%	69.3%	69.7%	66.6%	66.0%	72.9%	73.5%
Alm	17.5%	17.5%	15.9%	15.4%	17.1%	17.6%	11.1%	11.0%
Grs	5.6%	5.4%			0.1%	1.1%	2.9%	3.4%
Adr			0.5%	0.1%			2.1%	2.4%
Skgr			0.1%	0.5%				
Остаток	0.0%	0.1%	0.0%	0.0%	0.8%	1.1%	2.1%	2.1%
Сумма	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%

Примечание на следующей странице

Примечание к таблице Б.4: n – число анализов, Ц – центр зерна, К – край зерна, ЛП – ламель в пироксене, н.п. – ниже предела обнаружения рентгеноспектрального микроанализа при заданных параметрах съемки. Миналы в гранате: Scl-Al – шорломит-Al ($\text{Ca}_3\text{Ti}_2\text{SiAl}_2\text{O}_{12}$), Mrt – моримотоит ($\text{Ca}_3\text{TiFe}^{2+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$), NaTi Grt – Na-Ti гранат ($\text{Na}_2\text{CaTi}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), Mrt-Mg – моримотоит-Mg ($\text{Ca}_3\text{TiMgSi}_3\text{O}_{12}$), Maj – мейджорит ($\text{Mg}_3\text{MgSi}_3\text{O}_{12}$), Uv – уваровит, Knr – кноррингит, Sps – спессартин, Prp – пироп, Alm – альмандин, Grs – гроссуляр, Adr – андрадит, Skg – скиагит ($\text{Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$).

Таблица Б.5. Составы шпинелидов ксенолитов перидотитов и вебстерит-пироксенитов из кимберлитовых трубок Якутии (Обнаженная, Удачная, Мир)

№ образца	О-436 З	О-436 ЛП	М4/01 З	М34/01 З	Об113/12 З	О-571 Ц	О-571 К	О-571 З	UV345/08 З	UV345/09 ЛП
Содержание оксидов, мас.%										
SiO ₂	н.п.	н.п.	н.п.	0.04	0.03	н.п.	н.п.	н.п.	0.06	0.06
TiO ₂	1.00	0.83	2.12	0.68	0.35	0.18	0.19	0.33	0.37	0.16
Al ₂ O ₃	13.49	19.84	4.01	14.89	37.24	47.35	47.73	38.60	9.07	12.81
Cr ₂ O ₃	51.1	46.7	57.6	55.0	31.9	22.5	22.1	31.1	53.6	52.6
V ₂ O ₃	н.а.	н.а.	н.а.	0.46	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0.29	0.28
FeO	21.64	17.08	23.88	18.45	12.50	10.52	10.41	12.32	26.38	23.66
MnO	н.п.	н.п.	н.п.	0.22	0.10	0.06	н.п.	0.08	0.37	0.18
MgO	11.87	13.96	10.56	11.22	17.34	19.36	19.46	17.60	8.66	10.13
CaO	н.п.	0.62	н.п.	н.п.	н.п.	н.а.	н.а.	н.а.	0.14	н.п.
Сумма	99.1	99.0	98.1	101.0	99.5	100.0	99.9	100.0	98.9	99.9
Расчет формулы на 32 атома кислорода (сумма катионов равна 24)										
Si	-	-	-	0.011	0.008	-	-	-	0.016	0.015
Ti	0.194	0.155	0.437	0.130	0.059	0.030	0.030	0.055	0.075	0.031
Al	4.109	5.805	1.296	4.465	9.955	12.013	12.096	10.212	2.881	3.932
Cr	10.445	9.162	12.477	11.070	5.724	3.837	3.758	5.516	11.414	10.839
V	-	-	-	0.095	-	-	-	-	0.062	0.058
Fe ³⁺	1.057	0.723	1.353	0.088	0.187	0.090	0.086	0.162	1.461	1.079
Fe ²⁺	3.620	2.823	4.121	3.837	2.184	1.804	1.785	2.151	4.483	4.074
Mn	-	-	-	0.048	0.019	0.011	-	0.015	0.084	0.040
Mg	4.574	5.167	4.316	4.255	5.864	6.215	6.239	5.889	3.482	3.932
Ca	-	0.165	-	-	-	-	-	-	0.041	-
Mg#	49.4	59.3	44.1	52.0	71.2	76.6	76.9	71.8	36.9	43.3
Cr#	71.8	61.2	90.6	71.3	36.5	24.2	23.7	35.1	79.8	73.4

Примечание: Ц – центр крупного зерна, К – край крупного зерна, З – мелкое зерно, ЛП – ламель в клинопироксене, н.а. – не анализировалось, н.п. – ниже предела обнаружения рентгеноспектрального микроанализа при заданных параметрах съемки, прочерк – не рассчитано.

Таблица Б.б. Средние составы амфиболов из ксенолитов перидотитов и вебстерит-пироксенитов из кимберлитовой трубки Обнаженная

№ образца <i>n</i>	О-39 ЛП орх	О-39 ЛП зерн	Об106/12 ЛП срх	Об106/12 З	Об108/12 ЛП	Об111/12 ЛП орх	Об111/12 ЛП крупн	Об111/12 ЛП мелк	О-1085 ЛП
Содержание оксидов, мас.%									
SiO ₂	47.0	47.0	47.2	47.2	48.3	44.8	48.6	47.2	49.4
TiO ₂	0.64	0.65	0.97	0.76	0.63	0.38	0.23	0.26	0.44
Al ₂ O ₃	9.71	9.21	12.19	11.36	9.15	13.40	9.35	10.04	8.13
Cr ₂ O ₃	1.39	1.19	0.39	0.43	1.63	1.79	1.74	2.14	0.07
FeO	3.20	3.29	4.03	4.63	3.41	2.98	2.84	2.85	6.77
MnO	0.06	0.05	0.06	0.09	0.12	0.06	0.06	0.05	0.07
MgO	19.6	20.1	18.4	19.0	20.7	19.1	20.6	19.9	18.9
CaO	9.92	10.11	9.52	9.14	8.83	10.25	9.22	9.40	8.47
Na ₂ O	4.54	4.60	4.75	4.50	3.85	4.19	4.48	4.12	4.22
K ₂ O	0.19	0.20	0.11	0.17	0.41	0.33	1.13	1.27	0.89
Сумма	96.2	96.3	97.6	97.3	97.0	97.3	98.2	97.3	97.4
Расчет формулы на 16 катионов									
Si	6.722	6.711	6.640	6.675	6.819	6.353	6.799	6.697	7.033
Al ^{IV}	1.278	1.289	1.360	1.325	1.181	1.647	1.201	1.303	0.967
<i>T</i>	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.359	0.262	0.659	0.567	0.340	0.591	0.342	0.377	0.397
Ti	0.069	0.070	0.102	0.081	0.066	0.041	0.024	0.028	0.048
Cr	0.157	0.134	0.043	0.048	0.182	0.200	0.193	0.240	0.008
Fe ³⁺	0.000	0.063	0.000	0.000	0.000	0.000	0.035	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.383	0.330	0.474	0.547	0.403	0.353	0.298	0.338	0.806
Mn	0.007	0.007	0.007	0.010	0.015	0.007	0.007	0.006	0.009
Mg	4.169	4.275	3.851	4.006	4.359	4.033	4.302	4.217	4.011
<i>C</i>	5.145	5.142	5.137	5.259	5.364	5.225	5.200	5.205	5.279
C-5	0.145	0.142	0.137	0.259	0.364	0.225	0.200	0.205	0.279
Ca	1.521	1.548	1.434	1.384	1.335	1.556	1.383	1.428	1.291
Na	0.335	0.310	0.430	0.358	0.300	0.219	0.416	0.366	0.430
<i>B</i>	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.924	0.964	0.863	0.875	0.753	0.932	0.799	0.768	0.734
K	0.035	0.036	0.020	0.031	0.074	0.060	0.201	0.229	0.162
<i>A</i>	0.958	1.000	0.883	0.906	0.827	0.993	1.000	0.997	0.896
Номенклатура амфиболов									
Группа	Ca-Amp	Ca-Amp	Na-Ca-Amp	Na-Ca-Amp	Na-Ca-Amp	Ca-Amp	Na-Ca-Amp	Na-Ca-Amp	Na-Ca-Amp
Название	Ed	Ed	Mkt	Mkt	Brs	Prg	Mkt	Mkt	Mkt

Примечание: *n* – число анализов, З – зерно, ЛП – ламель в пироксене. Расчет выполнен на формулу амфибола $AB_2^{VI}C_5^{IV}T_8O_{22}(OH)_2$. Ca-Amp – группа кальциевых амфиболов, Na-Ca-Amp – группа натриево-кальциевых амфиболов. Ed – эденит, Mkt – магнезиокатофорит, Brs – барруазит, Prg – паргасит. Номенклатура амфиболов согласно работе (Leake et al., 1997).

Таблица Б.7. Составы рутилов, ильменитов и минералов группы кривитонита ксенолитов перидотитов, вебстерит-пироксенитов и эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии (Обнаженная, Удачная, Мир)

№ образца	Минерал		Содержание оксидов, мас.%													Сумма
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	SrO	K ₂ O	NiO	Nb ₂ O ₅	ZrO ₂	
UV127/09	Rt	ЛГ	0.04	95.0	0.07	3.00	0.37	н.п.	н.п.	0.18	н.а.	н.а.	н.п.	н.п.	0.28	99.0
UV127/09	Rt	ЛК	0.03	95.7	0.06	2.48	0.29	н.п.	н.п.	0.11	н.а.	н.а.	н.п.	н.п.	0.22	98.9
UV223/09	Rt	ЛГ	0.06	94.8	0.07	1.75	0.98	н.п.	н.п.	0.19	н.а.	н.а.	н.п.	н.п.	0.19	98.1
UV223/09	Rt	ЛО	н.п.	95.6	0.20	1.67	1.11	н.п.	н.п.	0.11	н.а.	н.а.	н.п.	н.п.	0.19	99.0
M34/01	Rt	ЛГ	0.19	94.3	0.26	3.33	0.69	н.п.	0.09	0.27	н.а.	н.а.	н.п.	н.п.	0.15	99.3
M34/01	Rt	ЛО	0.23	94.2	0.23	3.38	0.68	н.п.	0.09	0.28	н.а.	н.а.	н.п.	н.п.	0.17	99.3
O-207	Rt	ЛГ	0.04	95.3	0.35	0.39	1.91	н.п.	0.04	0.16	н.а.	н.а.	н.п.	н.п.	0.31	98.5
M5/01	Rt	ЛГ	0.06	97.0	0.23	0.98	0.76	н.п.	0.04	0.14	н.а.	н.а.	н.п.	н.п.	0.32	99.6
M5/01	Rt	ЛК	0.04	98.0	0.07	0.95	0.46	н.п.	0.04	0.32	н.а.	н.а.	н.п.	н.п.	0.18	100.1
O-264	Rt	ЛГ	0.03	96.2	0.28	1.09	0.68	н.п.	н.п.	0.19	н.а.	н.а.	н.п.	н.п.	0.24	98.7
O-264	Rt	ЛК	0.05	95.6	0.37	1.23	0.71	н.п.	н.п.	0.24	н.а.	н.а.	н.п.	н.п.	0.27	98.6
O-550	Rt	ЛГ	0.05	94.6	0.37	0.55	1.40	н.п.	н.п.	0.20	н.а.	н.а.	н.п.	н.п.	0.76	97.9
UV70/03	Rt	ЛО	0.05	96.7	0.14	0.05	1.56	н.п.	н.п.	0.17	н.а.	н.а.	н.п.	н.п.	0.16	98.8
UV70/03	Rt	ЛГ	0.03	97.5	0.11	0.07	1.24	н.п.	н.п.	0.14	н.а.	н.а.	н.п.	н.п.	0.25	99.3
UV345/08	Rt	ЛО	0.08	97.8	0.05	1.09	0.38	н.п.	0.03	н.п.	н.а.	н.а.	н.п.	0.10	0.13	99.6
LUV134/10	Rt	ЛГ	0.03	98.1	0.13	н.п.	0.29	н.п.	н.п.	0.33	н.а.	н.а.	н.п.	н.п.	0.20	99.1
M5/01	Ilm	ЛГ	0.04	58.3	0.16	0.26	23.69	0.22	16.44	0.13	н.а.	н.а.	0.40	н.п.	н.п.	99.7
UV70/03	Ilm	ЛГ	0.03	54.9	0.06	н.п.	38.10	0.39	5.42	0.04	н.а.	н.а.	н.п.	0.07	0.06	99.1
UV223/09	Ilm	ЛГ	0.04	55.2	0.30	0.81	28.92	0.38	12.71	0.11	н.а.	н.а.	0.24	н.п.	н.п.	98.7
O-173	Ctn	ЛГ	0.88	68.1	2.74	2.41	11.69	н.п.	5.22	1.26	2.58	0.63	н.а.	н.а.	4.15	99.7
O-207	Ctn	ЛГ	0.47	63.8	3.38	3.86	9.93	н.п.	5.17	1.55	1.47	0.47	н.а.	н.а.	4.66	94.8
UV127/09	Ctn	ЛГ	н.п.	65.8	1.23	10.79	9.10	н.п.	3.62	0.63	1.06	0.39	н.а.	н.а.	2.36	95.0
M34/01	Ctn	ЛГ	0.05	66.6	1.39	12.89	7.99	0.13	3.97	2.35	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	2.59	98.1
O-264	Ctn	ЛГ	0.06	68.4	2.15	7.39	7.67	0.09	5.12	2.65	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	3.39	97.1

Примечание: ЛК – ламель в клинопироксене, ЛО – ламель в ортопироксене, ЛГ – ламель в гранате, н.а. – не анализировалось, н.п. – ниже предела обнаружения рентгеноспектрального микроанализа при заданных параметрах съемки.

Таблица Б.8. Средние составы ортопироксена ксенолитов пироксенитов и вебстеритов из кимберлитовых трубок Якутии (Обнаженная, Удачная, Мир)

№ образца	n		Содержание оксидов, мас.%										Mg#	Миналы, мол.%			
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O		Сумма	En	Fs	Wo
O-1085	2	Ц	56.9	0.05	0.70	н.п.	10.18	0.09	32.2	0.24	0.03	н.п.	100.4	84.9	84.6	15.0	0.4
O-1085	2	К	57.2	н.п.	0.65	н.п.	10.15	0.08	32.3	0.23	0.03	н.п.	100.7	85.0	84.6	14.9	0.4
O-1085	2	ЛП круп	56.9	0.05	0.68	н.п.	9.83	0.07	32.3	0.22	0.05	н.п.	100.1	85.4	85.1	14.5	0.4
O-1085	3	ЛП мелк	56.8	0.04	0.96	н.п.	9.99	0.08	32.1	0.24	0.05	н.п.	100.3	85.1	84.7	14.8	0.5
O-1085	3	ЛП зерн	57.0	0.04	0.67	н.п.	10.08	0.08	32.3	0.21	0.03	н.п.	100.5	85.1	84.8	14.8	0.4
UV70/03	3	Ц	52.4	0.06	4.36	н.п.	15.53	0.08	26.8	0.17	0.03	н.п.	99.5	75.5	75.2	24.4	0.3
UV70/03	2	К	53.6	0.05	3.65	н.п.	15.00	0.07	27.6	0.12	н.п.	н.п.	100.1	76.6	76.4	23.3	0.2
UV70/03	1	В во Phl	53.2	0.05	2.94	н.п.	15.48	0.08	27.7	0.11	н.п.	н.п.	99.6	76.1	75.9	23.8	0.2
UV345/08	3	Ц	56.7	н.п.	1.44	0.48	6.70	0.12	34.3	0.15	0.03	н.п.	99.9	90.1	89.9	9.9	0.3
UV345/08	2	К	56.9	0.03	1.09	0.41	6.72	0.10	34.5	0.14	н.п.	н.п.	99.8	90.1	89.9	9.8	0.3
UV345/08	1	ЛП	56.9	0.03	0.96	0.42	6.60	0.10	34.8	0.15	н.п.	н.п.	100.0	90.4	90.1	9.6	0.3
O-125	2	Ц	56.5	н.п.	0.71	н.п.	9.31	0.07	32.7	0.21	0.05	н.п.	99.6	86.2	85.9	13.7	0.4
O-125	2	К	57.0	н.п.	0.62	н.п.	9.48	0.10	32.7	0.21	0.06	н.п.	100.2	86.0	85.7	13.9	0.4
O-125	5	ЛП	56.9	н.п.	0.60	н.п.	9.15	0.08	33.0	0.21	0.05	н.п.	100.0	86.5	86.2	13.4	0.4
O-107	2	Ц	57.3	0.03	0.68	н.п.	8.26	0.07	33.3	0.19	0.06	н.п.	99.9	87.8	87.5	12.2	0.4
O-107	1	К	57.7	0.04	0.81	н.п.	7.86	0.05	34.0	0.20	0.07	н.п.	100.8	88.5	88.2	11.4	0.4
O-107	5	ЛП	57.2	н.п.	0.67	н.п.	8.87	0.08	33.1	0.23	0.05	н.п.	100.2	86.9	86.5	13.0	0.4
O-173	1	Ц	58.9	0.09	1.10	н.п.	5.96	0.10	35.0	0.26	0.05	н.п.	101.5	91.3	90.8	8.7	0.5
O-173	1	К	58.5	0.08	0.84	0.07	5.76	0.11	35.5	0.26	0.04	н.п.	101.2	91.7	91.2	8.3	0.5
O-173	5	ЛП	56.4	0.06	2.73	0.11	6.31	0.11	34.3	0.20	0.05	н.п.	100.2	90.6	90.3	9.3	0.4
M5/01	1	Ц	57.6	н.п.	1.21	0.07	4.67	0.07	35.5	0.13	0.06	н.п.	99.4	93.1	92.9	6.9	0.2
O-301	1	Ц	55.7	0.07	2.50	1.08	4.55	0.11	35.7	0.16	0.03	н.п.	99.9	93.3	93.1	6.6	0.3
O-301	2	К	58.0	0.06	1.48	0.34	4.27	0.09	36.2	0.17	0.03	н.п.	100.6	93.8	93.5	6.2	0.3

Примечание на следующей странице.

Продолжение таблицы Б.8.

№ образца	n		Содержание оксидов, мас. %										Mg#	Минералы, мол. %			
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O		Сумма	En	Fs	Wo
O-332	2	Ц	55.5	0.03	0.58	0.22	12.54	0.27	29.9	0.31	0.11	н.п.	99.5	81.0	80.5	18.9	0.6
O-332	1	К	55.7	0.03	0.62	0.14	12.49	0.20	29.3	0.33	0.10	н.п.	99.0	80.7	80.2	19.2	0.7
O-332	5	ЛП	55.7	0.04	0.66	0.23	12.12	0.34	29.8	0.37	0.13	н.п.	99.4	81.4	80.8	18.4	0.7
O-332	1	ЛГ	54.8	0.03	1.43	0.31	12.50	0.47	28.9	0.52	0.12	н.п.	99.0	80.5	79.6	19.3	1.0
O-264	2	Ц	57.7	0.10	1.11	0.24	3.50	0.07	37.1	0.21	0.05	н.п.	100.1	95.0	94.6	5.0	0.4
O-264	2	К	57.4	0.09	1.47	0.31	3.65	0.07	37.0	0.20	0.04	н.п.	100.2	94.8	94.4	5.2	0.4
O-550	4	Ц	58.2	0.08	1.38	0.17	4.68	0.03	36.1	0.22	0.05	н.п.	100.9	93.2	92.8	6.8	0.4
O-550	3	К	58.3	0.09	0.95	0.05	4.50	0.07	36.4	0.21	0.03	н.п.	100.5	93.5	93.1	6.5	0.4
O-550	2	ЛП	56.8	0.06	3.41	0.06	4.92	0.13	34.6	0.20	0.07	н.п.	100.2	92.6	92.3	7.4	0.4
UV41/03	2	Ц	55.2	н.п.	1.96	0.25	11.79	0.21	30.5	0.17	0.03	н.п.	100.1	82.2	81.9	17.8	0.3
UV41/03	4	К	55.4	0.03	1.63	0.21	11.96	0.18	30.5	0.18	0.03	н.п.	100.1	82.0	81.7	18.0	0.4
UV41/03	1	ЛП	53.8	0.04	3.62	0.26	12.40	0.22	29.0	0.18	0.03	н.п.	99.6	80.7	80.4	19.3	0.3

Примечание: n – число анализов, Ц – центр зерна, К – край зерна, ЛП – ламель в клинопироксене, ЛГ – ламель в гранате, В - включение, н.п. – ниже предела обнаружения рентгеноспектрального микроанализа при заданных параметрах съемки.

Таблица Б.9. Средние составы клинопироксена ксенолитов пироксенитов и вебстеритов из кимберлитовых трубок Якутии (Обнаженная, Удачная, Мир)

№ образца	n	Содержание оксидов, мас.%											Ca/		Миналы, мол.%		
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#	Ca+Mg	En	Fs	Wo
O-1085	2 Ц	54.8	0.20	6.98	0.14	3.78	0.06	12.6	17.5	3.76	н.п.	99.8	85.6	49.8	46.3	7.8	46.0
O-1085	2 К	55.4	0.15	4.46	0.15	3.62	н.п.	14.5	19.5	2.75	н.п.	100.5	87.7	49.2	47.4	6.7	46.0
O-1085	1 ЛП	54.6	0.09	3.63	0.16	4.57	0.08	14.8	19.5	2.44	н.п.	99.9	85.3	48.6	47.2	8.2	44.6
UV383/09	4 Ц	54.7	0.20	1.96	0.09	4.43	0.10	16.5	20.4	1.68	0.03	100.1	86.9	47.0	49.1	7.4	43.5
UV383/09	3 К	53.8	0.19	2.00	0.14	4.86	0.14	15.9	21.8	1.19	н.п.	100.0	85.3	49.7	46.3	8.0	45.7
UV383/09	2 В в Grt	54.7	0.21	1.84	0.18	4.50	0.10	15.8	20.5	1.69	0.03	99.6	86.2	48.2	47.9	7.6	44.5
UV345/08	2 Ц	54.5	0.08	1.86	1.26	2.06	н.п.	16.7	22.9	1.08	н.п.	100.5	93.5	49.7	48.7	3.4	48.0
UV345/08	2 К	54.6	0.07	1.61	1.19	1.98	0.05	16.9	23.0	1.09	н.п.	100.4	93.8	49.5	48.8	3.2	47.9
UV345/08	4 ЛП	54.5	0.07	1.67	1.31	2.08	н.п.	16.8	23.0	1.13	н.п.	100.6	93.5	49.6	48.7	3.4	47.9
O-125	5 Ц	54.7	0.12	7.23	0.16	3.61	н.п.	12.2	17.3	3.93	н.п.	99.3	85.8	50.4	45.8	7.6	46.6
O-125	7 К	55.1	0.11	5.97	0.17	3.79	н.п.	13.1	17.6	3.62	н.п.	99.4	86.0	49.0	47.1	7.6	45.3
O-125	1 В в Grt	55.3	0.13	4.91	0.12	3.15	н.п.	13.8	18.9	3.02	н.п.	99.5	88.6	49.7	47.3	6.1	46.7
UV201/09	2 Ц	55.0	0.20	1.82	0.69	3.66	0.08	16.6	20.4	1.83	н.п.	100.3	89.0	47.0	49.7	6.2	44.1
UV201/09	2 К	55.1	0.20	1.75	0.69	4.01	0.08	16.4	20.1	1.96	н.п.	100.3	88.0	46.8	49.6	6.8	43.6
UV201/09	2 В в Grt	54.6	0.18	1.70	0.66	4.12	0.09	16.7	19.9	1.98	0.03	100.0	87.8	46.2	50.1	6.9	43.0
O-107	3 Ц	54.9	0.14	6.15	0.14	3.42	н.п.	12.7	18.2	3.43	н.п.	99.2	86.9	50.6	46.0	6.9	47.1
O-107	3 К	55.4	0.15	4.63	0.17	3.32	н.п.	14.4	19.0	2.93	н.п.	99.9	88.5	48.7	48.1	6.2	45.7
O-107	1 ЛП	55.6	0.07	4.20	0.13	3.57	н.п.	13.9	18.8	2.74	н.п.	99.0	87.4	49.3	47.2	6.8	45.9
O-173	3 Ц	53.5	0.53	6.75	0.28	2.13	0.07	13.8	19.7	2.68	н.п.	99.5	92.0	50.7	47.3	4.1	48.6
O-173	1 К	53.9	0.62	7.08	0.33	2.08	0.06	13.8	19.9	2.74	н.п.	100.5	92.2	50.9	47.2	4.0	48.8
O-173	1 В в Grt	55.2	0.35	3.66	0.32	1.97	н.п.	16.0	21.4	1.95	н.п.	100.8	93.5	49.0	49.3	3.4	47.3
M5/01	2 Ц	55.0	0.30	5.92	0.43	1.47	н.п.	13.6	18.7	3.77	н.п.	99.2	94.3	49.6	48.9	3.0	48.1
M5/01	1 К	56.0	0.31	5.42	0.81	1.32	н.п.	13.9	19.0	3.62	н.п.	100.4	94.9	49.7	49.0	2.6	48.4
M5/01	1 ЛП	54.2	0.32	5.77	0.57	1.44	0.05	13.7	18.8	3.69	н.п.	98.5	94.4	49.7	48.8	2.9	48.3

Примечание на следующей странице.

Продолжение таблицы Б.9.

№ образца	n	Содержание оксидов, мас. %											Ca/		Миналы, мол. %			
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#	Ca+Mg	En	Fs	Wo	
O-301	2	Ц	53.8	0.56	5.59	1.40	1.25	0.06	14.6	20.2	2.31	н.п.	99.6	95.4	49.9	48.9	2.3	48.7
O-301	2	К	55.0	0.31	3.36	1.56	1.44	0.07	15.6	21.5	1.73	н.п.	100.6	95.1	49.7	49.0	2.5	48.5
O-332	5	Ц	54.7	0.13	3.96	0.49	4.58	0.24	14.0	18.7	3.34	н.п.	100.2	84.5	48.9	46.7	8.6	44.7
O-332	2	К	54.7	0.13	3.61	0.39	4.83	0.19	14.4	19.0	3.06	н.п.	100.2	84.1	48.7	46.8	8.8	44.4
O-332	2	ЛГ	54.0	0.13	3.87	0.59	5.24	0.17	14.2	18.4	3.16	н.п.	99.6	82.8	48.3	46.7	9.7	43.6
O-264	3	Ц	53.3	0.52	5.09	0.95	1.21	0.05	15.3	20.8	2.54	н.п.	99.8	95.7	49.4	49.5	2.2	48.3
O-264	2	К	53.7	0.53	4.60	0.96	1.16	н.п.	15.5	20.9	2.49	н.п.	99.8	96.0	49.3	49.7	2.1	48.2
O-550	3	Ц	54.3	0.47	6.91	0.32	1.75	0.06	14.0	19.1	2.91	н.п.	99.8	93.4	49.5	48.7	3.4	47.9
O-550	3	К	54.5	0.47	6.71	0.24	1.63	0.10	14.2	19.0	2.96	н.п.	99.8	93.9	49.0	49.3	3.2	47.5
O-550	3	ЛП	55.2	0.42	4.93	0.35	1.68	0.05	15.2	19.9	2.43	н.п.	100.1	94.1	48.5	49.9	3.1	47.0
UV41/03	2	Ц	52.8	0.43	6.50	0.63	3.97	0.10	13.0	19.6	2.23	н.п.	99.2	85.3	52.1	44.3	7.6	48.1
UV41/03	4	К	53.0	0.40	5.86	0.63	4.29	0.10	13.6	19.0	2.27	н.п.	99.1	85.0	50.0	46.0	8.1	45.9
UV41/03	2	ЛП	53.7	0.21	4.07	0.84	3.85	0.08	14.1	19.8	2.14	н.п.	98.8	86.7	50.2	46.2	7.1	46.7

Примечание: n – число анализов, Ц – центр зерна, К – край зерна, ЛП – ламель в клинопироксене, ЛГ – ламель в гранате, В - включение, н.п. – ниже предела обнаружения рентгеноспектрального микроанализа при заданных параметрах съемки.

Таблица Б.10. Средние составы граната ксенолитов пироксенитов и вебстеритов из кимберлитовых трубок Якутии (Обнаженная, Удачная, Мир)

№ образца <i>n</i>	O-1085 6 Ц	O-1085 6 К	O-1085 4 ЛП крупн	O-1085 4 ЛП мелк	O-1085 4 ЛП зерн	UV383/09 4 Ц	UV383/09 4 К	UV383/09 8 ЛП
Содержание оксидов, мас.%								
SiO ₂	41.1	41.0	40.9	41.0	40.9	40.8	40.9	41.2
TiO ₂	0.08	0.06	0.05	0.05	0.06	0.52	0.51	0.52
Al ₂ O ₃	23.1	23.1	23.1	23.2	23.1	21.2	21.2	21.3
Cr ₂ O ₃	0.15	0.13	0.14	0.12	0.14	н.п.	0.13	0.17
FeO	15.36	15.42	15.74	15.69	15.77	12.64	12.87	12.78
MnO	0.30	0.32	0.33	0.34	0.32	0.50	0.51	0.52
MgO	16.7	16.6	16.4	16.4	16.3	15.4	17.3	17.5
CaO	4.08	4.06	4.00	3.78	3.93	8.81	6.31	5.94
Na ₂ O	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	0.08	0.06	0.08
P ₂ O ₅	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.			
Сумма	100.9	100.8	100.7	100.6	100.6	100.0	99.8	100.0
Расчет формулы на 12 атомов кислорода								
Si	2.976	2.977	2.974	2.978	2.978	2.998	2.991	3.005
Ti	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.029	0.028	0.028
Al	1.971	1.974	1.979	1.984	1.979	1.836	1.826	1.827
Cr	0.008	0.008	0.008	0.007	0.008	-	0.007	0.010
Fe ²⁺	0.915	0.919	0.947	0.946	0.949	0.644	0.650	0.643
Fe ³⁺	0.016	0.015	0.010	0.007	0.010	0.133	0.138	0.135
Mn	0.019	0.020	0.020	0.021	0.020	0.031	0.032	0.032
Mg	1.798	1.795	1.772	1.781	1.769	1.682	1.889	1.897
Ca	0.317	0.315	0.311	0.294	0.306	0.693	0.495	0.464
Na	-	-	-	-	-	0.011	0.009	0.011
P	-	-	-	-	-			
Сумма катионов	8.029	8.029	8.027	8.023	8.025	8.059	8.068	8.053
#Mg	65.9	65.8	64.9	65.1	64.9	68.4	70.6	70.9
Cr/Cr+Al	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.1	0.4	0.5
Миналы, мол.%								
Scl-Al	0.2%	0.2%	0.1%	0.1%	0.2%	1.2%	1.4%	0.7%
Mrt								0.3%
NaTi Grt						0.2%		0.5%
Mrt-Mg								
Maj								
Uv	0.4%	0.4%	0.4%	0.3%	0.4%	0.1%	0.4%	0.5%
Knr								
Sps	0.6%	0.7%	0.7%	0.7%	0.7%	1.0%	1.1%	1.1%
Prp	59.7%	59.7%	58.9%	59.2%	58.8%	55.7%	62.5%	62.9%
Alm	27.9%	28.0%	28.9%	29.2%	29.2%	19.8%	19.3%	20.4%
Grs	8.3%	8.3%	8.4%	8.3%	8.4%	13.5%	6.0%	5.7%
Adr	1.6%	1.7%	1.5%	1.1%	1.2%	8.1%	8.6%	8.0%
Skgr								
Остаток	1.3%	1.2%	1.2%	1.1%	1.2%	0.5%	0.8%	0.0%
Сумма	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%

Примечание на стр. 230

Продолжение таблицы Б.10.

№ образца	UV70/03	UV70/03	UV70/03	UV345/08	UV345/08	UV345/08	O-125	O-125
<i>n</i>	3	2	1	1	1	3	3	2
	Ц	К	В во Phl	Ц	К	ЛП	Ц	К
Содержание оксидов, мас. %								
SiO ₂	39.8	40.0	39.5	40.7	40.9	40.7	41.4	41.0
TiO ₂	0.06	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	0.05
Al ₂ O ₃	22.0	22.1	21.8	19.8	20.0	19.7	22.8	22.8
Cr ₂ O ₃	н.п.	н.п.	н.п.	4.13	3.95	4.03	0.16	0.15
FeO	21.61	21.33	23.32	11.25	11.38	11.41	13.40	14.27
MnO	0.33	0.33	0.34	0.55	0.55	0.53	0.33	0.32
MgO	12.4	12.4	11.1	16.7	16.9	16.6	17.3	17.0
CaO	3.21	3.25	3.31	6.62	6.68	6.63	3.87	3.88
Na ₂ O	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	0.04	н.п.	н.п.	н.п.
P ₂ O ₅								
Сумма	99.5	99.6	99.5	99.8	100.4	99.6	99.2	99.5
Расчет формулы на 12 атомов кислорода								
Si	3.005	3.013	3.007	2.994	2.990	2.996	3.017	2.996
Ti	0.003	-	-	-	-	-	-	0.002
Al	1.962	1.963	1.955	1.713	1.719	1.711	1.954	1.959
Cr	-	-	-	0.240	0.228	0.235	0.009	0.009
Fe ²⁺	1.331	1.310	1.446	0.645	0.644	0.650	0.782	0.842
Fe ³⁺	0.033	0.033	0.040	0.046	0.052	0.053	0.034	0.030
Mn	0.021	0.021	0.022	0.034	0.034	0.033	0.020	0.020
Mg	1.391	1.395	1.264	1.832	1.840	1.826	1.874	1.853
Ca	0.259	0.262	0.270	0.521	0.523	0.523	0.302	0.303
Na	-	-	-	-	0.005	-	-	-
P								
Сумма катионов	8.011	8.005	8.012	8.029	8.037	8.031	7.999	8.019
#Mg	50.5	50.9	46.0	72.6	72.6	72.2	69.7	68.0
Cr/Cr+Al	0.1	0.1	0.2	12.3	11.7	12.1	0.5	0.4
Миналы, мол. %								
Scl-Al				0.1%	0.1%	0.1%		0.1%
Mrt	0.0%							
NaTi Grt	0.2%	0.1%	0.1%				0.1%	
Mrt-Mg								
Maj	0.1%	0.8%	0.1%				1.7%	
Uv	0.1%	0.1%	0.2%	12.0%	11.4%	11.7%	0.5%	0.4%
Knr								
Sps	0.7%	0.7%	0.7%	1.1%	1.1%	1.1%	0.7%	0.7%
Prp	46.3%	45.4%	41.9%	60.9%	61.1%	60.7%	60.3%	61.7%
Alm	44.3%	44.2%	48.2%	20.0%	19.3%	20.2%	27.2%	27.0%
Grs	6.7%	7.8%	6.8%	2.5%	2.8%	2.5%	9.5%	7.9%
Adr	1.7%	0.8%	1.9%	2.8%	3.1%	3.1%		1.7%
Skg								
Остаток	0.0%	0.1%	0.1%	0.7%	1.1%	0.7%	0.0%	0.6%
Сумма	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%

Примечание на стр. 230

Продолжение таблицы Б.10.

№ образца	O-125	UV201/09	UV201/09	UV201/09	O-107	O-107	O-107	O-173
<i>n</i>	12	2	2	5	2	2	8	2
	ЛП	Ц	К	ЛП	Ц	К	ЛП	Ц
Содержание оксидов, мас. %								
SiO ₂	41.3	41.1	40.7	41.5	41.9	41.6	41.6	42.9
TiO ₂	н.п.	0.51	0.51	0.48	н.п.	н.п.	н.п.	0.07
Al ₂ O ₃	22.7	20.1	19.8	20.8	22.8	22.7	22.7	23.5
Cr ₂ O ₃	0.13	2.38	2.39	1.58	0.14	0.11	0.11	0.35
FeO	14.38	11.00	11.85	11.32	13.12	13.13	13.94	9.44
MnO	0.35	0.50	0.55	0.49	0.30	0.33	0.33	0.38
MgO	16.9	17.5	16.9	17.4	17.9	18.1	17.3	20.2
CaO	3.81	6.32	6.40	6.27	3.91	3.87	3.83	4.48
Na ₂ O	н.п.	0.10	0.10	0.09	н.п.	н.п.	н.п.	0.04
P ₂ O ₅								
Сумма	99.5	99.6	99.3	99.9	100.0	99.9	99.9	101.4
Расчет формулы на 12 атомов кислорода								
Si	3.014	3.007	3.004	3.019	3.020	3.010	3.021	3.009
Ti	-	0.028	0.028	0.026	-	-	-	0.003
Al	1.949	1.736	1.725	1.784	1.938	1.931	1.939	1.943
Cr	0.007	0.137	0.139	0.091	0.008	0.006	0.007	0.020
Fe ²⁺	0.836	0.574	0.623	0.590	0.739	0.733	0.792	0.519
Fe ³⁺	0.042	0.099	0.107	0.099	0.053	0.061	0.053	0.034
Mn	0.022	0.031	0.034	0.030	0.018	0.020	0.021	0.022
Mg	1.834	1.913	1.860	1.882	1.924	1.955	1.870	2.114
Ca	0.298	0.495	0.506	0.488	0.302	0.299	0.298	0.337
Na	-	0.014	0.014	0.012	-	-	-	0.006
P								
Сумма катионов	8.007	8.034	8.042	8.022	8.006	8.021	8.009	8.008
#Mg	67.6	74.0	71.8	73.2	70.9	71.1	68.9	79.3
Cr/Cr+Al	0.4	7.3	7.5	4.8	0.4	0.3	0.3	1.0
Миналы, мол. %								
Scl-Al		0.3%	0.6%					
Mrt		0.8%	0.2%	1.4%				
NaTi Grt	0.1%	0.7%	0.7%	0.6%	0.1%	0.1%	0.1%	0.2%
Mrt-Mg								
Maj	1.0%			1.1%	1.5%		1.6%	0.4%
Uv	0.4%	6.8%	6.9%	4.5%	0.4%	0.3%	0.3%	1.0%
Knr								
Sps	0.7%	1.0%	1.1%	1.0%	0.6%	0.7%	0.7%	0.8%
Prp	59.8%	63.5%	61.7%	61.2%	62.1%	65.0%	60.1%	70.0%
Alm	28.5%	18.6%	19.9%	20.1%	25.6%	24.2%	27.5%	17.5%
Grs	8.4%	3.0%	2.4%	6.7%	8.5%	6.4%	8.6%	8.8%
Adr	1.1%	5.3%	6.4%	3.4%	1.1%	3.2%	1.0%	1.4%
Skgr								
Остаток	0.1%	0.0%	0.0%	0.0%	0.1%	0.1%	0.1%	0.1%
Сумма	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%

Примечание на стр. 230

Продолжение таблицы Б.10.

№ образца	O-173	M5/01	M5/01	O-301	O-301	O-332	O-332	O-332
<i>n</i>	2	1	2	4	3	3	2	3
	К	Ц	К	Ц	К	Ц	К	ЛП
Содержание оксидов, мас. %								
SiO ₂	42.5	42.6	42.3	42.7	42.4	40.4	40.2	40.4
TiO ₂	0.06	0.08	0.07	0.10	0.09	0.07	0.06	0.05
Al ₂ O ₃	23.5	23.1	23.0	22.2	22.3	22.3	22.3	22.4
Cr ₂ O ₃	0.39	0.73	0.67	1.98	1.95	0.60	0.68	0.51
FeO	9.65	7.86	7.67	7.13	7.13	17.26	17.07	16.88
MnO	0.35	0.32	0.30	0.35	0.34	0.63	0.71	0.74
MgO	19.9	21.2	21.5	21.1	21.0	14.5	14.6	14.8
CaO	4.39	3.79	3.71	4.82	4.87	4.19	4.11	3.96
Na ₂ O	0.04	0.06	0.05	н.п.	н.п.	0.05	0.05	0.05
P ₂ O ₅								
Сумма	100.7	99.7	99.3	100.4	100.1	100.1	99.8	99.8
Расчет формулы на 12 атомов кислорода								
Si	3.002	3.016	3.006	3.015	3.003	2.989	2.984	2.992
Ti	0.003	0.004	0.004	0.005	0.005	0.004	0.003	0.003
Al	1.956	1.925	1.923	1.845	1.861	1.943	1.948	1.949
Cr	0.022	0.041	0.037	0.110	0.109	0.035	0.040	0.030
Fe ²⁺	0.551	0.436	0.419	0.382	0.397	1.049	1.050	1.026
Fe ³⁺	0.020	0.030	0.036	0.039	0.025	0.018	0.009	0.018
Mn	0.021	0.019	0.018	0.021	0.020	0.039	0.045	0.046
Mg	2.097	2.234	2.279	2.218	2.215	1.603	1.610	1.634
Ca	0.332	0.288	0.282	0.364	0.369	0.332	0.326	0.314
Na	0.006	0.009	0.007	-	-	0.007	0.007	0.007
P								
Сумма катионов	8.009	8.000	8.013	8.003	8.008	8.020	8.021	8.019
#Mg	78.6	82.8	83.3	84.1	84.0	60.0	60.3	61.0
Cr/Cr+Al	1.1	2.1	1.9	5.6	5.5	1.8	2.0	1.5
Миналы, мол. %								
Scl-Al	0.1%				0.0%	0.2%	0.2%	0.1%
Mrt				0.2%				
NaTi Grt	0.0%	0.2%	0.2%	0.2%	0.2%			
Mrt-Mg								
Maj		1.1%		1.3%				
Uv	1.1%	2.1%	1.9%	5.5%	5.4%	1.8%	2.0%	1.5%
Knr								
Sps	0.7%	0.6%	0.6%	0.7%	0.7%	1.3%	1.5%	1.5%
Prp	69.9%	73.1%	75.9%	72.1%	73.8%	53.3%	53.5%	54.4%
Alm	18.0%	15.4%	13.8%	13.6%	13.1%	33.4%	33.0%	32.8%
Grs	9.0%	7.2%	5.7%	5.8%	5.4%	7.9%	7.9%	7.8%
Adr	0.9%	0.2%	1.8%	0.6%	1.4%	1.1%	0.8%	1.0%
Skg								
Остаток	0.3%	0.2%	0.2%	0.0%	0.0%	1.0%	1.2%	0.9%
Сумма	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%

Примечание на стр. 230

Продолжение таблицы Б.10.

№ образца	O-264	O-264	O-550	O-550	O-550	UV41/03	UV41/03	UV41/03
<i>n</i>	3	2	4	3	8	2	2	3
	Ц	К	Ц	К	ЛП	Ц	К	ЛП
Содержание оксидов, мас. %								
SiO ₂	42.1	42.1	42.7	42.7	42.6	40.0	40.0	40.1
TiO ₂	0.11	0.09	0.12	0.09	0.07	н.п.	н.п.	н.п.
Al ₂ O ₃	22.8	22.8	23.4	23.5	23.5	21.7	21.7	21.7
Cr ₂ O ₃	1.33	1.32	0.44	0.45	0.29	0.57	0.58	0.61
FeO	6.15	6.11	7.01	7.14	8.06	18.46	18.27	18.91
MnO	0.27	0.26	0.25	0.30	0.34	0.78	0.80	0.86
MgO	21.9	21.9	21.8	21.5	21.0	13.0	13.0	12.7
CaO	4.85	4.77	4.15	4.09	3.98	4.74	4.76	4.48
Na ₂ O	0.04	0.04	0.04	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.
P ₂ O ₅								
Сумма	99.7	99.4	100.0	99.9	99.9	99.4	99.1	99.4
Расчет формулы на 12 атомов кислорода								
Si	2.980	2.982	3.005	3.009	3.012	3.006	3.008	3.011
Ti	0.006	0.005	0.006	0.005	0.004	-	-	-
Al	1.902	1.905	1.943	1.950	1.956	1.923	1.928	1.925
Cr	0.075	0.074	0.025	0.025	0.016	0.034	0.034	0.036
Fe ²⁺	0.346	0.346	0.386	0.401	0.452	1.117	1.113	1.151
Fe ³⁺	0.017	0.016	0.026	0.020	0.024	0.042	0.037	0.038
Mn	0.016	0.016	0.015	0.018	0.021	0.050	0.051	0.055
Mg	2.311	2.314	2.283	2.259	2.210	1.457	1.452	1.426
Ca	0.368	0.362	0.313	0.309	0.301	0.381	0.384	0.361
Na	0.005	0.005	0.006	-	-	-	-	-
P								
Сумма катионов	8.027	8.025	8.007	8.000	8.000	8.016	8.011	8.009
#Mg	86.4	86.5	84.7	84.3	82.3	55.7	55.8	54.5
Cr/Cr+Al	3.8	3.7	1.2	1.3	0.8	1.7	1.7	1.8
Миналы, мол. %								
Scl-Al	0.3%	0.3%				0.0%		
Mrt			0.0%	0.1%				
NaTi Grt			0.3%	0.2%	0.2%	0.0%	0.0%	0.0%
Mrt-Mg								
Maj			0.2%	0.9%	1.1%		0.1%	0.4%
Uv	3.7%	3.7%	1.2%	1.3%	0.8%	1.7%	1.7%	1.8%
Knr								
Sps	0.5%	0.5%	0.5%	0.6%	0.7%	1.7%	1.7%	1.8%
Prp	76.8%	76.9%	75.8%	74.1%	72.2%	48.5%	48.3%	46.9%
Alm	9.3%	9.4%	12.9%	14.0%	15.8%	36.9%	37.1%	38.7%
Grs	6.6%	6.7%	7.8%	8.8%	9.1%	8.9%	9.2%	8.7%
Adr	1.6%	1.4%	1.2%	0.1%	0.1%	2.1%	1.8%	1.4%
Skg								
Остаток	1.2%	1.1%	0.0%	0.0%	0.0%	0.3%	0.1%	0.2%
Сумма	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%

Примечание на следующей странице

Примечание к таблице Б.10: n – число анализов, Ц – центр зерна, К – край зерна, ЛП – ламель в пироксене, В - включение, н.п. – ниже предела обнаружения рентгеноспектрального микроанализа при заданных параметрах съемки. Миналы в гранате: Scl-Al – шорломит-Al ($\text{Ca}_3\text{Ti}_2\text{SiAl}_2\text{O}_{12}$), Mrt – моримотоит ($\text{Ca}_3\text{TiFe}^{2+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$), NaTi Grt – Na-Ti гранат ($\text{Na}_2\text{CaTi}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), Mrt-Mg – моримотоит-Mg ($\text{Ca}_3\text{TiMgSi}_3\text{O}_{12}$), Maj – мейджорит ($\text{Mg}_3\text{MgSiSi}_3\text{O}_{12}$), Uv – уваровит, Kng – кноррингит, Sps – спессартин, Prp – пироп, Alm – альмандин, Grs – гроссуляр, Adr – андрадит, Skg – скиагит ($\text{Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$).

Таблица Б.11. Средние составы пироксенов ксенолитов эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии (Удачная, Зарница, Обнаженная)

№ образца <i>n</i>	LUV134/10 3 Ц	LUV134/10 3 К	LUV134/10 3 СО	UV58/10 4 Ц	UV58/10 4 К	UV58/10 3 СО	LUV184/10 3 Ц	LUV184/10 3 К
Содержание оксидов, мас.%								
SiO ₂	55.1	55.0	51.8	56.1	56.3	51.7	53.4	53.5
TiO ₂	0.32	0.30	0.20	0.21	0.24	0.38	0.56	0.51
Al ₂ O ₃	16.04	16.05	11.39	13.77	13.27	7.54	6.41	6.12
Cr ₂ O ₃	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	0.10	0.09
FeO	2.76	2.80	3.27	4.13	4.06	6.21	7.52	7.25
MnO	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	0.07	0.07
MgO	6.42	6.33	11.23	6.68	6.96	12.39	11.07	11.68
CaO	12.98	13.07	19.48	10.91	11.06	18.32	17.54	17.39
Na ₂ O	6.94	6.91	3.19	8.29	8.25	1.94	3.96	4.03
K ₂ O	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.
Сумма	100.6	100.5	100.6	100.2	100.2	98.5	100.6	100.6
Расчет формулы на 6 атомов кислорода								
Si	1.926	1.926	1.856	1.979	1.985	1.910	1.947	1.948
Ti	0.008	0.008	0.005	0.005	0.006	0.011	0.015	0.014
Al	0.661	0.662	0.481	0.573	0.552	0.328	0.275	0.263
Cr	-	-	-	-	-	-	0.003	0.003
Fe ²⁺	0.081	0.082	0.074	0.092	0.086	0.192	0.136	0.112
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.024	0.029	0.033	0.000	0.093	0.109
Mn	-	-	-	-	-	-	0.002	0.002
Mg	0.335	0.330	0.600	0.351	0.366	0.682	0.602	0.634
Ca	0.487	0.490	0.748	0.412	0.418	0.725	0.685	0.679
Na	0.471	0.469	0.222	0.567	0.564	0.139	0.280	0.284
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма катионов	3.970	3.969	4.009	4.012	4.014	3.985	4.039	4.047
Миналы, мол.%								
CaEs	6.1	6.3	0.6	0.4	0.4	3.1	1.3	1.2
CaTs	7.8	7.7	15.5	2.1	1.5	9.6	5.5	5.3
Jd	47.5	47.4	20.1	53.1	52.0	12.5	15.9	15.0
Aeg	0.0	0.0	2.6	3.0	3.4	0.0	9.5	11.0
Di+Hd	32.4	32.7	49.2	37.2	38.9	56.0	58.3	57.7
En+Fs	5.1	4.8	11.4	3.5	3.0	17.7	7.7	8.2
NaTi Срх	0.9	0.8	0.6	0.6	0.6	1.1	1.6	1.4
KJd	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0
Kos	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.3	0.3
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Примечание на следующей странице

Продолжение таблицы Б.11.

№ образца	UV662/11	UV662/11	UV662/11	OLK1514	OLK1514	OLK1514
<i>n</i>	4	4	4	3	3	4
	Ц	К	СО	Ц	К	ЛО
Содержание оксидов, мас.%						
SiO ₂	54.6	54.6	49.9	55.3	55.5	56.9
TiO ₂	0.22	0.26	0.39	0.15	0.13	н.п.
Al ₂ O ₃	9.16	8.64	6.56	5.95	5.29	0.69
Cr ₂ O ₃	н.п.	н.п.	н.п.	0.20	0.23	н.п.
FeO	5.26	5.17	10.03	3.10	2.93	9.35
MnO	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	0.09
MgO	9.37	9.92	12.09	13.47	13.98	32.47
CaO	16.08	16.37	19.12	17.94	18.50	0.22
Na ₂ O	5.17	4.70	1.09	3.87	3.54	0.06
K ₂ O	н.п.	0.03	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.
Сумма	100.0	99.8	99.4	100.0	100.2	99.9
Расчет формулы на 6 атомов кислорода						
Si	1.968	1.972	1.869	1.984	1.990	1.989
Ti	0.006	0.007	0.011	0.004	0.003	-
Al	0.389	0.367	0.290	0.252	0.223	0.029
Cr	-	-	-	0.006	0.006	-
Fe ²⁺	0.130	0.147	0.276	0.052	0.054	0.273
Fe ³⁺	0.028	0.009	0.038	0.041	0.034	0.000
Mn	-	-	0.006	-	-	0.003
Mg	0.504	0.533	0.675	0.720	0.746	1.691
Ca	0.621	0.633	0.767	0.689	0.710	0.008
Na	0.361	0.329	0.079	0.269	0.246	0.004
K	-	0.001	-	-	-	-
Сумма катионов	4.011	4.001	4.014	4.018	4.015	3.998
Миналы, мол.%						
CaEs	0.4	0.5	1.0	0.0	0.0	0.3
CaTs	3.2	2.9	14.1	1.5	0.8	1.1
Jd	32.6	31.1	2.0	22.1	20.5	0.3
Aeg	2.9	1.0	4.2	4.1	3.4	0.0
Di+Hd	56.4	58.6	53.9	65.9	69.0	0.0
En+Fs	3.7	5.0	23.6	5.6	5.3	98.2
NaTi Срх	0.6	0.7	1.2	0.4	0.4	0.1
KJd	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0
Kos	0.1	0.1	0.2	0.6	0.7	0.1
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Примечание: *n* – число анализов, Ц – центр зерна, К – край зерна, СО – зерно из симплектита по омфациту, ЛО – ламель ортопироксена в клинопироксене. NaTi Срх – Na-Ti пироксен (Na(Mg,Fe)_{0.5}Ti_{0.5}Si₂O₆), KJd – калиевый клинопироксен, К-жадеит (KAlSi₂O₆).

Таблица Б.12. Средние составы граната ксенолитов эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии (Удачная, Зарница, Обнаженная)

№ образца	UV662/11	UV662/11	UV662/11	UV58/10	UV58/10	UV58/10
<i>n</i>	6	6	3	4	4	3
	Ц	К	С	Ц	К	3
Содержание оксидов, мас.%						
SiO ₂	39.1	39.4	39.1	39.1	39.0	39.1
TiO ₂	0.31	0.26	0.22	0.14	0.10	0.13
Al ₂ O ₃	20.9	21.0	21.1	21.3	21.2	21.2
Cr ₂ O ₃	0.06	0.06	0.06	н.п.	н.п.	н.п.
FeO	19.38	19.45	19.52	20.63	20.62	21.08
MnO	0.48	0.49	0.49	0.42	0.41	0.42
MgO	5.59	5.53	5.58	8.55	8.68	8.27
CaO	13.63	13.58	13.51	8.93	8.90	9.15
Na ₂ O	0.10	0.08	0.07	0.08	0.06	0.06
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.07	0.08	0.06	0.04
Сумма	99.6	99.9	99.7	99.2	99.0	99.5
Расчет формулы на 12 атомов кислорода						
Si	3.020	3.028	3.018	3.004	3.000	3.004
Ti	0.018	0.015	0.013	0.008	0.006	0.008
Al	1.897	1.904	1.913	1.926	1.925	1.921
Cr	0.004	0.004	0.004	-	-	-
Fe ²⁺	1.170	1.173	1.188	1.261	1.260	1.284
Fe ³⁺	0.081	0.077	0.071	0.064	0.068	0.069
Mn	0.032	0.032	0.032	0.027	0.027	0.027
Mg	0.643	0.634	0.641	0.979	0.995	0.946
Ca	1.127	1.119	1.116	0.735	0.734	0.753
Na	0.016	0.011	0.010	0.011	0.009	0.009
P	0.005	0.005	0.004	0.005	0.004	0.003
Сумма катионов	8.012	8.002	8.010	8.022	8.030	8.026
Миналы, мол.%						
Scl-Al				0.2%	0.3%	0.3%
Mrt	0.3%	0.3%	0.2%			
NaTi Grt	0.8%	0.6%	0.5%	0.2%		0.1%
Mrt-Mg						
Maj	1.8%	2.9%	1.5%			
Uv	0.2%	0.2%	0.2%	0.1%	0.1%	0.1%
Sps	1.1%	1.1%	1.1%	0.9%	0.9%	0.9%
Prp	19.1%	17.2%	19.3%	32.6%	33.1%	31.5%
Alm	40.1%	41.1%	40.6%	41.5%	40.9%	42.1%
Grs	34.6%	35.8%	34.6%	21.0%	20.6%	21.0%
Adr	2.2%	0.8%	2.0%	3.1%	3.5%	3.6%
Остаток	0.0%	0.0%	0.0%	0.5%	0.8%	0.4%
Сумма	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%

Примечание на стр. 236

Продолжение таблицы Б.12.

№ образца	LUV184/10	LUV184/10	LUV184/10	OLK1514	OLK1514	OLK1514
<i>n</i>	8	10	3	4	4	3
	Ц	К	3	Ц	К	3
Содержание оксидов, мас.%						
SiO ₂	39.3	39.3	39.1	41.2	41.1	41.2
TiO ₂	0.10	0.06	0.07	0.04	0.04	н.п.
Al ₂ O ₃	21.4	21.5	21.5	22.6	22.5	22.8
Cr ₂ O ₃	н.п.	н.п.	н.п.	0.20	0.18	0.17
FeO	22.33	22.18	22.73	14.15	14.25	14.49
MnO	0.48	0.48	0.47	0.35	0.35	0.36
MgO	11.14	11.19	10.84	17.56	17.57	17.35
CaO	4.97	4.91	4.72	3.86	3.85	3.77
Na ₂ O	0.04	0.04	0.04	н.п.	н.п.	0.03
P ₂ O ₅	0.06	0.08	0.05	н.п.	н.п.	н.п.
Сумма	99.8	99.8	99.6	100.0	99.9	100.1
Расчет формулы на 12 атомов кислорода						
Si	2.990	2.987	2.987	2.993	2.991	2.991
Ti	0.006	0.003	0.004	0.002	0.002	-
Al	1.915	1.927	1.935	1.937	1.933	1.949
Cr	-	-	-	0.011	0.010	0.010
Fe ²⁺	1.344	1.343	1.393	0.810	0.813	0.839
Fe ³⁺	0.077	0.067	0.059	0.049	0.054	0.041
Mn	0.031	0.031	0.030	0.022	0.022	0.022
Mg	1.263	1.267	1.233	1.902	1.906	1.878
Ca	0.405	0.400	0.386	0.301	0.300	0.293
Na	0.006	0.006	0.005	-	-	0.004
P	0.004	0.005	0.003	-	-	-
Сумма катионов	8.043	8.039	8.039	8.031	8.035	8.028
Миналы, мол.%						
Scl-Al	0.3%	0.2%	0.2%	0.1%	0.1%	0.1%
Mrt						
NaTi Grt						
Mrt-Mg						
Maj						
Uv	0.1%	0.1%	0.1%	0.6%	0.5%	0.5%
Sps	1.0%	1.0%	1.0%	0.7%	0.7%	0.7%
Prp	41.9%	42.1%	41.0%	63.2%	63.3%	62.4%
Alm	42.6%	42.5%	44.1%	25.4%	25.2%	26.2%
Grs	8.5%	9.1%	8.9%	6.3%	5.9%	6.7%
Adr	4.5%	3.9%	3.6%	3.1%	3.4%	2.5%
Остаток	1.0%	1.1%	1.2%	0.8%	0.9%	0.9%
Сумма	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%

Примечание на стр. 236

Продолжение таблицы Б.12.

№ образца <i>n</i>	LUV134/10 4 Ц	LUV134/10 4 К	LUV134/10 3 ЦЗ	LUV134/10 3 КЗ	LUV134/10 3 ЦС	LUV134/10 3 КС
Содержание оксидов, мас.%						
SiO ₂	39.9	39.9	39.9	39.9	39.9	39.9
TiO ₂	0.25	0.26	0.23	0.22	0.22	0.21
Al ₂ O ₃	21.6	21.8	21.8	21.7	21.7	21.7
Cr ₂ O ₃	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.
FeO	12.18	12.17	12.11	11.82	11.53	11.51
MnO	0.16	0.18	0.16	0.16	0.14	0.14
MgO	4.12	4.04	4.21	4.29	4.31	4.28
CaO	21.52	21.58	21.69	21.53	21.87	21.83
Na ₂ O	0.10	0.08	0.07	0.12	0.09	0.07
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.07	0.10	0.07	0.05
Сумма	99.8	100.0	100.2	99.8	99.8	99.7
Расчет формулы на 12 атомов кислорода						
Si	3.028	3.025	3.020	3.030	3.024	3.031
Ti	0.014	0.015	0.013	0.012	0.013	0.012
Al	1.937	1.945	1.944	1.941	1.943	1.940
Cr	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	0.726	0.733	0.725	0.704	0.687	0.684
Fe ³⁺	0.048	0.039	0.042	0.046	0.044	0.047
Mn	0.010	0.012	0.010	0.010	0.009	0.009
Mg	0.466	0.456	0.475	0.484	0.487	0.484
Ca	1.751	1.754	1.760	1.749	1.777	1.775
Na	0.014	0.011	0.010	0.017	0.014	0.005
P	0.005	0.005	0.005	0.006	0.005	0.003
Сумма катионов	8.001	7.997	8.005	8.002	8.004	7.992
Миналы, мол.%						
Scl-Al						
Mrt			0.3%			
NaTi Grt	0.7%	0.6%	0.5%	0.6%	0.6%	0.5%
Mrt-Mg		0.3%	0.0%			0.2%
Maj	1.8%	0.6%	1.9%	1.4%	1.9%	1.0%
Uv	0.1%	0.1%	0.0%	0.0%	0.1%	0.1%
Sps	0.3%	0.4%	0.3%	0.3%	0.3%	0.3%
Prp	13.1%	14.3%	13.3%	14.3%	13.7%	14.8%
Alm	25.8%	25.8%	25.5%	25.0%	24.4%	24.4%
Grs	57.6%	56.9%	58.2%	57.4%	58.8%	57.6%
Adr						
Остаток	0.5%	1.1%	0.0%	0.9%	0.3%	1.2%
Сумма	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%	100.0%

Примечание на следующей странице

Примечание к таблице Б.12: *n* – число анализов, Ц – центр зерна, К – край зерна, С – зерно из симплектита, З – мелкое зерно, ЦЗ – центр мелкого зерна, КЗ – край мелкого зерна, ЦС – центр зерна из симплектита, КС – край зерна из симплектита, н.п. – ниже предела обнаружения рентгеноспектрального микроанализа при заданных параметрах съемки, прочерк – не рассчитано. Миналы в гранате: Scl-Al – шорломит-Al ($\text{Ca}_3\text{Ti}_2\text{SiAl}_2\text{O}_{12}$), Mrt – моримотоит ($\text{Ca}_3\text{TiFe}^{2+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$), NaTi Grt – Na-Ti гранат ($\text{Na}_2\text{CaTi}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), Mrt-Mg – моримотоит-Mg ($\text{Ca}_3\text{TiMgSi}_3\text{O}_{12}$), Maj – мейджорит ($\text{Mg}_3\text{MgSi}_3\text{O}_{12}$), Uv – уваровит, Sps – спессартин, Prp – пироп, Alm – альмандин, Grs – гроссуляр, Adr – андрадит.

Приложение В

Таблица В.1. Редкоэлементные составы гранатов из ксенолитов перидотитов, вебстерит-пироксенитов и эклогитов кимберлитовых трубок Якутии (Обнаженная, Удачная, Мир) и Финляндии (Лахтойоки)

№ образца	n		Содержание элементов, ppm																		
			Sc	Ti	V	Sr	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Перидотитовый тип парагенезиса																					
Ка-1	2	Ц	115	988	279	0.45	10.6	н.п.	0.36	0.13	1.38	0.76	0.22	0.74	0.16	1.14	0.22	0.98	0.14	1.31	0.16
Ка-1	2	К	112	1293	240	0.49	12.8	н.п.	0.34	0.13	1.42	0.65	0.26	0.70	0.18	1.07	0.23	1.01	0.14	1.19	0.17
Ка-6	2	Ц	132	3951	233	0.40	38.7	н.п.	0.27	0.10	1.13	1.24	0.43	1.46	0.30	1.73	0.25	0.57	0.04	0.45	0.05
Ка-6	2	К	125	4083	295	0.27	40.3	н.п.	0.20	0.06	0.71	0.65	0.34	1.28	0.32	2.30	0.52	1.77	0.23	1.90	0.21
О-571	2	Ц	146	516	120	0.02	28.1	0.01	0.01	н.п.	0.56	1.14	0.63	2.77	0.56	5.21	1.32	4.68	0.78	5.73	0.92
О-571	2	К	152	602	133	0.24	22.0	0.02	0.07	0.02	0.53	1.07	0.53	2.07	0.53	3.94	0.97	3.49	0.47	4.32	0.68
Об113/12	2	Ц	121	597	126	0.00	31.5	н.п.	н.п.	н.п.	0.69	1.58	0.78	3.81	0.79	5.69	1.26	4.07	0.51	3.57	0.52
Об113/12	2	К	116	638	140	0.03	25.8	н.п.	0.01	н.п.	0.44	0.85	0.56	2.33	0.49	3.68	0.73	2.15	0.29	1.98	0.32
UV831/09	7	Ц	91	2994	214	0.41	37.0	0.06	0.35	0.10	0.82	0.53	0.28	1.34	0.31	2.83	0.68	2.26	0.32	2.21	0.34
UV831/09	3	К	93	2447	213	0.73	25.1	0.09	0.41	0.08	0.83	0.47	0.24	1.00	0.27	2.08	0.55	1.80	0.26	2.07	0.30
UV241/09	2	Ц	122	4256	294	0.26	86.5	0.02	0.25	0.10	0.84	0.99	0.53	2.06	0.45	3.32	0.66	2.28	0.29	2.01	0.25
UV241/09	2	К	125	4154	291	0.26	84.4	0.02	0.23	0.08	1.07	0.85	0.45	2.12	0.37	3.16	0.66	2.12	0.29	2.10	0.33
М34/01	2	Ц	109	1532	400	1.74	20.2	0.00	0.03	0.04	0.70	0.59	0.28	1.06	0.19	1.37	0.30	0.91	0.13	1.08	0.17
М4/01	2	Ц	99	1060	236	1.56	8.8	0.01	0.12	0.05	0.74	0.64	0.26	0.95	0.21	1.53	0.35	1.14	0.17	1.39	0.21
М31/01	2	Ц	120	727	193	1.60	33.2	0.01	0.16	0.07	0.85	0.78	0.47	1.84	0.41	3.49	0.80	2.57	0.39	2.86	0.44
UV127/09	2	Ц	89	1839	219	1.52	25.1	0.00	0.05	0.02	0.37	0.64	0.42	1.67	0.36	2.66	0.57	1.58	0.24	1.85	0.29
UV223/09	2	Ц	71	1423	178	1.51	14.2	0.00	0.03	0.01	0.29	0.47	0.31	1.48	0.40	3.39	0.89	2.81	0.42	3.15	0.47
О-207	2	Ц	68	672	105	0.06	12.6	н.п.	0.03	0.03	0.56	0.93	0.65	3.20	0.73	5.77	1.34	3.94	0.51	3.65	0.56
О-207	2	К	68	673	107	0.08	11.8	н.п.	0.02	0.01	0.57	0.78	0.59	2.98	0.66	5.35	1.16	3.61	0.48	3.38	0.48
О-207	2	Л мелк	66	469	97	0.07	7.9	0.01	н.п.	н.п.	0.44	0.82	0.44	2.52	0.54	4.38	0.94	2.73	0.38	2.35	0.39
О-207	2	ЛО круп	73	468	101	0.07	7.2	0.02	0.03	н.п.	0.36	0.63	0.50	2.54	0.61	4.41	0.96	3.02	0.38	2.45	0.41
О-436	3	ЛК мелк	87	490	74	1.67	7.3	0.23	0.40	0.03	0.31	н.п.	0.12	0.91	0.33	3.24	0.87	3.07	0.47	3.15	0.56
О-436	2	ЛО круп	98	497	118	0.10	5.8	0.03	0.06	0.01	0.08	0.09	0.10	0.63	0.18	1.59	0.39	1.25	0.18	1.42	0.23
О-436	2	Ц	104	654	167	0.58	10.1	0.20	0.42	0.03	0.52	0.23	0.18	0.59	0.12	0.96	0.24	0.68	0.13	0.79	0.04
О-436	2	К	103	657	182	0.03	7.5	н.п.	0.01	н.п.	0.24	0.29	0.17	0.59	0.15	0.98	0.22	0.70	0.10	0.66	0.12
О-436	2	В в орх	81	561	178	0.07	5.9	н.п.	0.01	н.п.	н.п.	0.23	0.10	0.23	0.05	0.38	0.12	0.34	0.05	0.32	0.00
О-436	2	ЛО сред	89	541	164	0.00	6.3	н.п.	0.02	н.п.	0.10	0.24	0.12	0.35	0.07	0.56	0.13	0.46	0.06	0.31	0.00
О-436	2	ЛО мелк	85	466	146	1.36	6.8	0.17	0.27	н.п.	0.23	н.п.	0.09	0.00	0.05	0.65	0.12	0.55	н.п.	0.42	0.10
О-436	2	СЗ	106	536	148	0.02	7.9	н.п.	0.02	н.п.	н.п.	0.25	0.15	0.45	0.10	0.64	0.15	0.53	0.09	0.62	0.11

Примечание на стр. 240

Продолжение таблицы В.1.

№ образца	n		Содержание элементов, ppm																		
			Sc	Ti	V	Sr	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Об106/12	2	Ц	59	660	67	0.16	15.7	н.п.	н.п.	0.02	0.46	0.84	0.56	2.02	0.54	4.12	1.09	3.65	0.48	3.85	0.52
Об106/12	2	К	56	677	74	0.55	13.7	0.05	0.04	0.01	0.31	0.66	0.47	1.81	0.38	3.88	0.82	2.70	0.39	2.74	0.36
Об106/12	2	З	56	512	62	0.17	7.9	н.п.	0.03	н.п.	0.37	0.40	0.39	1.59	0.43	3.23	0.77	2.33	0.29	1.97	0.28
Об108/12	2	К	132	531	139	0.04	18.0	н.п.	0.01	н.п.	0.37	0.84	0.47	2.27	0.50	4.59	1.15	4.26	0.71	5.23	0.92
Об108/12	2	Ц	129	657	146	0.00	28.8	н.п.	н.п.	н.п.	0.47	0.92	0.55	2.85	0.75	7.16	2.09	8.88	1.40	11.10	1.91
Об108/12	2	З	129	493	137	0.04	15.0	н.п.	н.п.	0.01	0.56	0.85	0.41	2.04	0.45	3.92	0.96	3.24	0.52	4.48	0.71
Об108/12	5	З	92	533	153	0.14	11.1	0.02	0.07	0.01	0.46	0.69	0.33	1.46	0.33	2.18	0.47	1.31	0.19	1.22	0.15
UV300/09	2	Ц	83	874	140	0.04	7.8	н.п.	н.п.	н.п.	0.14	0.35	0.19	0.75	0.16	1.39	0.39	1.34	0.17	1.32	0.22
UV300/09	2	К	85	833	136	0.04	7.1	н.п.	н.п.	н.п.	0.26	0.38	0.16	0.73	0.15	1.56	0.31	1.15	0.16	1.42	0.21
UV300/09	2	З	82	792	120	0.06	6.2	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	0.24	0.17	0.75	0.17	1.44	0.38	1.29	0.19	1.50	0.18
UV394/09	2	Ц	69	3571	167	0.14	42.8	н.п.	0.07	0.03	0.60	0.41	0.35	1.64	0.50	3.90	0.85	2.75	0.42	3.17	0.38
UV394/09	2	К	66	3113	147	0.09	40.0	н.п.	0.06	0.03	0.35	0.68	0.31	1.81	0.43	3.39	0.89	2.91	0.42	3.05	0.39
UV394/09	3	З	80	3622	198	0.75	84.2	0.01	0.19	0.04	0.97	0.65	0.45	2.14	0.43	3.99	0.90	2.98	0.34	2.64	0.34
Пироксенитовый тип парагенезиса																					
M5/01	2	Ц	59	749	152	1.35	14.9	0.00	0.03	0.01	0.32	0.61	0.39	1.64	0.44	3.60	0.88	2.66	0.42	3.15	0.48
O-173	2	Ц	88	612	114	0.06	16.3	н.п.	н.п.	0.01	0.55	1.39	0.81	4.78	1.03	8.63	2.10	7.68	0.99	7.76	1.29
O-173	2	К	87	540	112	0.10	13.3	н.п.	0.01	0.02	0.48	1.19	0.63	3.79	0.93	7.87	1.78	6.13	0.94	6.67	1.04
O-173	2	Л круп	76	448	99	2.52	7.8	0.38	0.64	0.06	0.48	0.73	0.52	3.23	0.76	6.59	1.68	4.99	0.76	5.18	0.83
O-107	2	Ц	53	464	57	0.12	4.6	н.п.	0.02	н.п.	н.п.	0.37	0.21	0.68	0.14	1.15	0.28	0.70	0.08	0.81	0.14
O-107	2	К	53	351	46	0.15	2.8	н.п.	0.01	н.п.	н.п.	0.21	0.19	0.55	0.14	1.03	0.23	0.78	0.09	0.81	0.05
O-107	2	З	31	258	43	0.10	1.0	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	0.08	0.14	0.39	0.09	0.56	0.15	0.31	н.п.	0.25	н.п.
O-107	2	ЛК круп	33	211	40	0.09	0.6	н.п.	0.01	н.п.	н.п.	0.20	0.15	0.38	0.09	0.52	0.11	0.28	0.03	0.24	н.п.
O-107	2	ЛК мелк	25	181	28	0.25	0.7	0.06	0.19	н.п.	н.п.	н.п.	0.08	0.20	0.11	0.54	0.04	0.12	н.п.	0.15	н.п.
O-264	2	Ц	114	2104	148	0.02	13.3	н.п.	0.02	н.п.	0.70	1.07	0.54	2.17	0.44	4.15	0.90	2.89	0.39	3.32	0.45
O-264	2	К	117	580	142	0.00	9.3	н.п.	0.01	0.02	0.61	0.94	0.47	1.98	0.45	3.67	0.84	2.67	0.38	3.20	0.47
O-301	2	Ц	124	520	119	0.02	29.0	н.п.	н.п.	н.п.	0.43	1.17	0.75	4.01	0.97	8.53	2.08	7.79	1.17	9.12	1.44
O-301	2	К	125	446	117	0.02	21.4	н.п.	н.п.	н.п.	0.35	1.10	0.55	3.44	0.85	7.41	1.70	5.91	0.90	7.33	1.09
O-301	2	З	121	366	97	0.14	14.4	0.05	0.05	н.п.	0.44	0.90	0.49	2.80	0.75	6.45	1.53	5.46	0.80	5.63	0.90
O-550	2	Ц	105	664	90	0.09	48.7	н.п.	0.01	0.05	1.36	2.06	1.04	4.73	0.95	7.85	2.01	7.17	1.10	8.27	1.24
O-550	2	К	99	673	89	0.11	34.1	н.п.	0.02	0.03	0.88	1.29	0.81	3.76	0.77	6.73	1.69	5.77	0.89	6.61	1.04
O-550	5	З	91	698	90	0.86	33.3	0.10	0.07	0.03	0.75	1.49	0.81	3.78	0.82	6.28	1.62	5.77	0.82	6.20	0.89
O-550	2	ЛК	92	786	92	0.48	33.5	0.05	0.06	0.04	0.72	1.60	0.90	3.65	0.78	6.51	1.66	5.57	0.83	6.24	0.87

Примечание на следующей странице

Продолжение таблицы В.1.

№ образца	n		Содержание элементов, ppm																			
			Sc	Ti	V	Sr	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	
UV41/03	2	СЗ	101	103	57	0.14	2.9	0.04	0.07	0.03	0.49	0.61	0.33	1.60	0.28	1.80	0.38	1.50	0.24	1.84	0.28	
UV41/03	4	З	107	122	58	3.28	3.5	0.62	0.98	0.08	0.57	0.71	0.29	1.70	0.34	2.63	0.61	2.05	0.32	2.60	0.44	
О-125	2	Ц	50	395	51	0.08	2.5	н.п.	0.02	н.п.	н.п.	0.15	0.14	0.49	0.09	0.89	0.18	0.63	0.11	0.81	0.08	
О-125	2	К	49	327	48	0.07	1.8	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	0.22	0.14	0.38	0.10	0.68	0.20	0.56	0.10	0.71	0.14	
О-125	2	ЛК круп	28	256	44	0.14	0.9	н.п.	0.02	н.п.	н.п.	0.12	0.16	0.32	0.04	0.42	0.07	0.20	0.03	0.21	н.п.	
О-125	2	ЛК мелк	27	205	28	0.08	0.5	н.п.	0.02	н.п.	н.п.	н.п.	0.11	0.32	0.08	0.54	0.11	0.26	0.04	0.11	н.п.	
О-1085	2	Ц	36	520	65	0.14	5.6	н.п.	0.02	н.п.	н.п.	0.24	0.20	0.53	0.10	0.65	0.15	0.51	0.05	0.55	0.05	
О-1085	2	К	37	394	53	0.14	2.6	н.п.	0.02	н.п.	н.п.	0.13	0.16	0.39	0.08	0.82	0.14	0.50	0.05	0.51	0.08	
О-1085	2	ЛК мелк	33	299	48	8.80	1.2	4.24	4.43	0.24	0.57	0.17	0.17	0.32	0.11	0.60	0.12	0.31	0.04	0.32	н.п.	
О-1085	2	ЛК сред	33	330	49	0.15	1.0	н.п.	0.01	н.п.	н.п.	0.15	0.11	0.36	0.11	0.55	0.11	0.24	0.02	0.17	н.п.	
UV201/09	2	Ц	144	2958	227	0.30	113.6	0.03	0.27	0.11	1.33	1.41	0.69	3.00	0.71	5.54	1.22	4.11	0.51	3.92	0.62	
UV201/09	2	К	146	3035	230	0.35	113.8	0.01	0.27	0.14	1.29	1.44	0.62	3.29	0.73	5.56	1.29	4.05	0.59	4.14	0.62	
UV201/09	5	В в срх	152	2933	224	1.85	120.7	0.18	0.46	0.13	1.36	1.42	0.75	3.35	0.72	6.14	1.37	4.24	0.62	4.14	0.56	
UV383/09	2	Ц	60	2741	177	0.44	84.3	0.03	0.36	0.16	1.65	1.48	0.79	3.39	0.61	4.84	1.00	3.20	0.40	3.05	0.43	
UV383/09	2	К	98	2634	206	0.23	95.1	0.03	0.23	0.08	0.88	1.20	0.65	2.82	0.63	5.28	1.14	3.79	0.50	3.64	0.54	
UV383/09	4	В в срх	143	2750	211	1.85	104.7	0.28	0.53	0.10	1.26	1.13	0.64	2.76	0.75	5.35	1.19	4.09	0.45	3.78	0.57	
UV70/03	2	Ц	85	181	88	0.00	66.1	н.п.	н.п.	н.п.	1.09	2.29	0.83	5.88	1.25	7.81	1.49	3.94	0.57	3.86	0.53	
UV70/03	2	К	76	208	116	0.00	38.3	0.01	0.05	0.02	0.90	2.72	0.89	6.23	1.25	8.22	1.57	4.51	0.56	4.01	0.58	
UV345/08	4	СЗ	175	140	174	0.03	1.8	0.01	0.07	н.п.	0.16	0.27	0.09	0.36	0.03	0.50	0.14	0.52	0.09	0.89	0.15	
UV345/08	2	З	170	125	153	0.76	2.0	0.09	0.27	0.04	0.70	0.33	0.09	0.26	0.06	0.38	0.12	0.55	0.13	0.88	0.16	
Эклогитовый тип парагенезиса																						
LUV134/10	2	Ц	23	1298	28	3.34	9.1	н.п.	0.32	0.16	2.24	1.23	0.86	1.07	0.15	1.14	0.20	0.60	0.10	0.53	н.п.	
LUV134/10	2	К	22	1304	29	3.23	9.3	0.02	0.30	0.16	2.23	1.23	0.84	1.03	0.18	1.15	0.20	0.69	0.07	0.52	н.п.	
LUV134/10	2	С	23	1118	34	3.71	9.0	0.14	0.43	0.25	1.78	1.26	0.72	1.23	0.20	0.97	0.07	0.57	0.00	0.58	н.п.	
UV58/10	1	Ц	72	1302	91	1.39	11.7	н.п.	0.05	0.13	3.30	3.59	1.68	4.02	0.87	5.66	1.23	3.82	0.54	4.90	0.59	
UV662/11	3	Ц	70	1962	263	0.69	12.3	0.02	0.17	0.08	1.26	1.62	0.98	3.15	0.84	6.50	1.46	4.71	0.73	6.19	0.75	

Примечание: n – число анализов, Ц – центр зерна, К – край зерна, В – включение, ЛК – ламель в клинопироксене, ЛО – ламель в ортопироксене, З – мелкое зерно, С – зерно из симплектита, СЗ – зерно из срастаний в виде цепочек вокруг пироксенов, н.п. – ниже предела обнаружения при заданных параметрах съемки.

Таблица В.2. Редкоэлементные составы клинопироксенов из ксенолитов перидотитов, вебстерит-пироксенитов и эклогитов кимберлитовых трубок Якутии (Обнаженная, Удачная, Мир) и Финляндии (Лахтойоки)

№ образца	n		Содержание элементов, ppm																			
			Sc	Ti	V	Mn	Sr	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Перидотитовый тип парагенезиса																						
Ка-1	2	Ц	35	472	240	752	228.9	2.4	2.60	8.83	1.60	7.61	1.18	0.31	0.71	0.06	0.28	0.03	0.09	0.02	0.04	0.03
Ка-1	2	К	35	471	243	753	232.6	2.3	2.93	8.98	1.49	7.92	1.20	0.28	0.71	0.06	0.29	0.03	0.06	0.01	0.06	0.05
Ка-1	2	З	35	476	244	753	229.8	2.5	2.62	8.80	1.51	7.84	1.24	0.29	0.71	0.07	0.29	0.03	0.07	н.п.	0.03	н.п.
Ка-6	2	Ц	45	1572	303	807	133.0	7.8	2.13	7.02	1.17	5.71	1.35	0.35	1.02	0.10	0.60	0.07	0.15	н.п.	0.07	н.п.
Ка-6	2	К	43	1563	303	803	131.4	7.8	2.01	6.88	1.15	5.91	1.19	0.37	1.09	0.10	0.46	0.07	0.13	н.п.	0.07	н.п.
Ка-6	2	В в орх	43	1577	306	805	132.7	7.7	2.30	7.10	1.18	5.85	1.49	0.37	1.10	0.10	0.54	0.06	0.13	0.01	0.04	н.п.
О-571	2	Ц	67	2416	363	396	164.8	28.2	0.93	4.16	1.44	11.69	4.00	0.98	2.72	0.25	1.24	0.15	0.28	0.04	н.п.	н.п.
О-571	2	К	75	1843	374	370	170.8	26.7	0.66	4.01	1.30	11.55	3.72	0.92	2.48	0.19	1.22	0.10	0.10	0.03	н.п.	н.п.
Об111/12	2	Ц	88	541	258	487	186.9	16.8	14.23	34.48	3.84	14.47	2.56	0.71	1.92	0.27	1.21	0.23	0.51	0.04	0.23	0.03
Об111/12	2	К	96	576	272	504	147.0	14.6	11.32	27.31	3.08	11.90	2.20	0.63	1.97	0.24	1.13	0.21	0.49	0.07	0.40	0.06
Об113/12	2	Ц	48	3109	379	462	156.1	28.4	2.59	13.57	2.60	14.59	3.66	1.05	2.58	0.28	1.02	0.12	0.21	0.02	0.08	н.п.
Об113/12	2	К	51	2881	435	431	155.9	30.5	1.94	10.82	2.22	13.93	3.81	1.00	2.39	0.21	0.93	0.09	0.15	0.01	0.05	н.п.
Об113/12	2	В	54	3313	450	397	162.8	37.8	1.95	10.21	2.23	15.28	4.02	1.05	2.83	0.29	1.06	0.11	0.19	0.02	0.09	н.п.
UV241/09	4	Ц	43	1325	280	872	158.0	12.8	2.70	10.04	1.70	8.40	1.90	0.57	1.47	0.17	0.75	0.10	0.23	0.02	0.10	н.п.
UV241/09	4	К	42	1307	279	871	159.2	12.5	2.87	10.15	1.72	8.13	1.89	0.58	1.48	0.18	0.76	0.10	0.23	0.02	0.10	0.01
UV831/09	4	Ц	37	698	190	852	117.4	6.3	4.04	11.36	1.76	8.28	1.71	0.45	1.41	0.16	0.68	0.13	0.22	н.п.	0.14	н.п.
UV831/09	3	К	36	733	186	845	117.5	6.6	3.66	10.27	1.72	8.58	1.86	0.49	1.38	0.18	0.90	0.13	0.26	н.п.	0.16	н.п.
М34/01	2	Ц	44	1388	800	410	140.4	26.5	1.44	7.89	1.92	10.92	1.47	0.37	0.70	0.07	0.28	0.03	0.04	0.00	0.02	0.00
М4/01	2	Ц	29	1141	489	392	359.1	7.3	5.16	16.43	2.15	8.52	1.24	0.32	0.63	0.07	0.24	0.03	0.06	0.01	0.03	0.00
М31/01	2	Ц	38	743	469	597	773.7	33.2	15.64	45.67	5.76	22.94	3.50	0.94	2.07	0.20	0.90	0.11	0.20	0.01	0.09	0.01
UV127/09	2	Ц	31	1490	443	503	208.3	25.6	1.99	6.25	1.05	5.95	1.88	0.63	1.51	0.16	0.62	0.08	0.14	0.01	0.07	0.01
UV223/09	2	Ц	26	1597	413	476	251.2	20.8	2.14	7.62	1.47	8.85	2.15	0.73	1.95	0.24	1.14	0.16	0.28	0.03	0.12	0.01
О-207	2	З	48	3557	453	323	318.2	30.3	3.36	16.02	3.31	19.91	5.85	1.67	4.35	0.48	1.80	0.22	0.32	0.03	0.13	н.п.
О-207	2	Ц	40	3749	330	438	324.4	22.4	3.46	14.98	3.35	20.75	5.68	1.71	4.95	0.58	2.51	0.37	0.66	0.07	0.33	н.п.
О-207	2	К	38	3134	346	428	290.8	23.0	2.88	13.79	2.97	17.83	5.45	1.53	4.13	0.47	2.20	0.27	0.43	0.05	0.23	н.п.
О-436	3	Ц	53	1274	345	370	87.9	9.6	4.26	7.95	1.00	4.77	0.97	0.26	0.69	0.10	0.41	0.04	0.08	0.01	0.04	н.п.
О-436	3	К	50	1070	415	383	79.9	9.5	3.39	6.91	0.96	4.54	0.93	0.23	0.59	0.07	0.28	0.02	0.04	н.п.	0.01	н.п.
О-436	5	ЛО мелк	35	1193	586	340	49.3	9.8	1.70	4.55	0.78	5.34	0.60	0.07	0.58	н.п.	0.13	н.п.	н.п.	н.п.	0.07	н.п.

Примечание на стр. 243

Продолжение таблицы В.3.

№ образца	n		Содержание элементов, ppm																			
			Sc	Ti	V	Mn	Sr	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Об106/12	2	Ц	38	2366	220	369	546.3	20.2	3.54	11.65	1.91	10.63	3.01	1.16	2.51	0.26	1.40	0.23	0.40	0.03	0.21	н.п.
Об106/12	2	К	37	2776	242	352	537.0	21.9	2.96	11.05	1.95	10.46	3.09	1.23	2.22	0.25	1.29	0.19	0.35	0.02	0.18	н.п.
Об108/12	2	СЗ	63	2588	461	290	143.7	40.8	2.24	9.13	1.88	12.36	3.34	0.97	2.62	0.24	1.05	0.14	0.29	0.02	0.15	0.02
Об108/12	2	Ц	55	2812	316	428	138.7	25.3	2.36	10.66	2.02	11.39	3.02	0.90	2.63	0.28	1.58	0.22	0.48	0.05	0.23	н.п.
Об108/12	3	К	55	2671	412	374	142.1	26.4	2.20	10.42	1.89	11.23	2.96	0.85	2.30	0.23	0.91	0.12	0.22	0.02	0.12	н.п.
UV300/09	2	В в grt	45	1039	420	463	116.7	11.2	1.65	7.11	1.43	7.84	1.83	0.50	1.13	0.11	0.50	0.06	0.17	0.02	0.07	н.п.
UV300/09	2	Ц	43	923	363	457	124.9	8.6	1.73	7.26	1.37	7.87	1.57	0.45	0.96	0.10	0.44	0.05	0.12	0.02	0.05	н.п.
UV300/09	2	К	43	944	372	462	131.8	9.8	2.96	9.23	1.56	8.03	1.88	0.47	1.19	0.12	0.47	0.08	0.11	0.01	0.04	н.п.
UV394/09	2	Ц	40	2422	339	636	170.4	31.5	3.14	12.27	2.45	14.10	3.76	1.23	3.99	0.48	2.36	0.31	0.60	0.06	0.33	н.п.
UV394/09	2	К	40	2255	351	633	196.8	35.4	4.73	16.52	2.93	15.94	4.05	1.29	3.66	0.45	1.92	0.28	0.60	0.05	0.31	н.п.
Пироксенитовый тип парагенезиса																						
M5/01	2	Ц	23	2284	542	281	567.1	42.7	4.07	17.31	3.03	15.70	3.36	1.12	2.58	0.30	1.23	0.15	0.24	0.02	0.10	0.01
O-173	2	Ц	42	2985	300	383	373.8	20.4	3.65	15.57	2.99	18.05	5.76	1.82	4.94	0.60	2.92	0.39	0.81	0.09	0.39	0.03
O-173	2	К	47	2607	368	377	444.5	27.2	7.48	21.73	3.61	20.42	6.28	1.91	5.91	0.66	2.56	0.38	0.68	0.07	0.28	0.03
O-107	2	К	26	830	158	365	313.0	2.0	1.19	2.90	0.44	2.08	0.51	0.25	0.33	0.05	0.15	0.02	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.
O-107	2	Ц	27	771	149	381	284.4	2.1	1.06	2.64	0.35	1.78	0.38	0.22	0.35	0.04	0.19	0.02	н.п.	н.п.	н.п.	0.02
O-264	2	Ц	46	2720	323	381	187.8	8.2	2.91	11.14	2.07	11.89	2.68	0.87	1.91	0.27	1.12	0.18	0.34	0.02	0.21	н.п.
O-264	2	К	52	2551	391	297	193.2	10.0	2.64	10.61	2.04	11.76	3.20	0.93	2.09	0.20	0.91	0.11	0.22	0.01	0.08	н.п.
O-301	2	Ц	55	2940	304	331	153.7	36.3	2.90	13.12	2.33	14.16	5.04	1.40	4.26	0.56	2.63	0.38	0.97	0.09	0.56	0.05
O-301	2	К	58	2480	340	294	152.9	43.0	2.56	11.53	2.22	14.13	5.13	1.48	3.96	0.48	2.25	0.30	0.68	0.04	0.26	н.п.
O-301	2	З	53	2397	296	355	129.1	30.5	2.33	10.36	1.88	11.52	3.92	1.21	3.90	0.42	2.01	0.31	0.67	0.05	0.41	0.09
O-550	2	Ц	49	2648	288	403	576.5	37.5	4.50	20.48	4.67	29.17	6.80	2.03	4.66	0.50	2.37	0.30	0.66	0.05	0.29	н.п.
O-550	2	ЛК	47	2533	263	427	558.3	34.5	4.48	20.01	4.67	28.94	7.05	2.12	4.65	0.54	2.25	0.33	0.65	0.06	0.31	0.03
O-550	2	К	49	2649	293	384	564.9	43.9	4.43	19.95	4.69	30.30	7.61	2.05	5.35	0.56	2.42	0.32	0.59	0.07	0.27	0.02
UV41/03	2	Ц	82	2215	253	680	139.7	33.3	14.51	51.81	6.95	26.88	3.61	0.94	2.57	0.26	1.44	0.24	0.60	0.06	0.44	н.п.
UV41/03	2	К	81	2281	301	579	141.1	37.9	13.46	48.39	6.76	27.65	4.20	0.96	2.24	0.22	0.97	0.15	0.28	0.03	0.13	н.п.
O-125	2	Ц	27	796	156	376	304.5	1.8	1.14	2.87	0.39	1.90	0.50	0.22	0.33	0.03	0.17	0.01	0.03	0.01	0.03	н.п.
O-125	2	К	25	793	173	366	324.9	1.8	1.24	2.71	0.39	1.74	0.43	0.19	0.29	н.п.	0.06	н.п.	н.п.	н.п.	0.00	н.п.
O-1085	2	Ц	28	1032	209	362	490.5	4.5	1.06	4.79	0.85	3.97	0.64	0.26	0.40	0.03	0.14	0.02	0.01	н.п.	н.п.	н.п.
O-1085	2	К	31	1120	226	333	555.5	6.6	1.17	5.58	0.98	4.42	0.71	0.30	0.45	0.04	0.17	0.02	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.

Примечание на следующей странице

Продолжение таблицы В.3.

№ образца	n		Содержание элементов, ppm																			
			Sc	Ti	V	Mn	Sr	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
UV201/09	3	Ц	47	1060	251	755	171.1	22.8	2.87	10.62	1.88	9.81	2.09	0.66	1.92	0.21	1.03	0.15	0.27	0.02	0.16	н.п.
UV201/09	2	К	45	1032	252	722	188.2	20.5	2.82	10.39	1.79	9.64	2.38	0.68	1.67	0.19	0.92	0.12	0.30	0.02	0.10	н.п.
UV383/09	2	К	43	1020	263	785	166.5	21.6	2.92	10.70	1.82	9.43	2.08	0.68	1.94	0.21	0.95	0.16	0.29	0.03	0.14	0.04
UV383/09	3	Ц	46	1013	244	781	163.3	21.0	2.82	10.54	1.80	9.23	2.15	0.68	1.92	0.24	0.98	0.15	0.28	0.03	0.15	0.01
UV345/08	2	Ц	47	457	215	403	87.9	4.6	1.17	7.10	1.35	5.71	0.47	0.08	0.08	н.п.	0.04	н.п.	0.02	н.п.	н.п.	н.п.
UV345/08	2	К	54	325	241	369	104.7	3.1	1.09	6.30	1.23	5.04	0.44	0.07	0.06	н.п.						
UV345/08	2	ЛО	62	377	251	360	79.2	3.1	1.25	6.11	1.18	5.22	0.58	0.07	0.22	н.п.	н.п.	0.01	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.
UV345/08	2	З	56	333	228	346	89.0	3.2	1.06	6.15	1.19	5.47	0.45	0.08	0.16	0.01	0.03	0.00	0.02	н.п.	0.01	н.п.
Эклогитовый тип парагенезиса																						
LUV134/10	4	Ц	25	1769	44	61	131.3	14.4	0.07	0.54	0.12	0.68	0.00	0.04	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	0.01	0.02	н.п.	н.п.
UV58/10	2	Ц	11	1922	226	261	323.6	27.6	0.02	0.98	0.65	5.43	1.20	0.31	1.52	0.10	0.22	0.03	0.14	0.01	0.05	0.00
UV662/11	2	Ц	36	4827	473	336	109.4	40.7	0.27	1.61	0.33	1.92	0.53	0.17	0.48	0.05	0.20	0.03	0.08	0.01	0.04	0.00

Примечание: n – число анализов, Ц – центр зерна, К – край зерна, В – включение, ЛК – ламель в клинопироксене, ЛО – ламель в ортопироксене, З – мелкое зерно, СЗ – зерно из срастаний в виде цепочек вокруг пироксенов, н.п. – ниже предела обнаружения при заданных параметрах съемки.

Приложение Г

Таблица Г.1. Реконструированные составы минералов из ксенолитов перидотитового типа парагенезиса кимберлитовых трубок Якутии (Обнаженная, Удачная, Мир)

№ образца	Содержание оксидов, мас.%										Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
Клинопироксен											
O-207	53.40	0.99	6.91	0.38	2.75	0.06	15.65	16.13	2.65	0.00	98.92
O-436	53.19	0.18	3.98	1.43	2.30	0.06	16.52	19.49	1.59	0.04	98.80
M4/01	54.62	0.20	3.38	3.25	1.65	0.05	14.96	19.43	2.68	0.01	100.23
M31/01	54.16	0.12	2.18	0.82	2.61	0.07	15.78	20.63	2.15	0.01	98.54
UV223/09	55.82	0.57	3.21	0.89	2.22	0.08	15.96	19.02	2.64	0.02	100.42
UV127/09	55.08	0.71	3.06	2.33	1.97	0.06	15.43	18.14	3.30	0.00	100.11
UV300/09	55.44	0.18	2.97	0.87	1.79	0.08	16.07	20.13	2.19	0.01	99.72
UV394/09	55.41	1.03	3.33	0.20	2.94	0.08	16.36	17.56	2.69	0.03	99.63
Об106/12	54.24	1.27	7.66	0.43	2.92	0.04	13.33	16.35	3.99	0.00	100.23
Об108/12	52.54	1.28	6.36	1.66	1.45	0.05	14.49	19.37	2.49	0.00	99.70
O-25	53.07	1.00	5.46	1.46	1.52	0.06	14.82	19.58	2.55	0.00	99.52
O-571	53.01	0.95	4.17	1.78	1.53	0.06	15.55	19.90	2.85	0.00	99.79
M34/01	54.88	0.48	3.19	2.32	1.34	0.06	14.53	20.08	2.77	0.00	99.65
UV241/09	54.38	0.26	1.73	0.41	4.00	0.11	17.35	19.72	1.47	0.03	99.45
UV831/09	56.00	0.11	1.66	0.92	3.49	0.11	18.91	17.76	1.59	0.04	100.60
Об113/12	53.10	1.13	5.18	1.79	1.65	0.05	14.72	19.90	2.42	0.00	99.95
Об111/12	53.43	0.14	3.80	1.46	1.91	0.07	16.08	21.24	1.74	0.02	99.91
O-39	52.84	1.42	6.22	1.25	2.14	0.05	14.20	17.76	3.48	0.00	99.38
Гранат											
O-207	41.94	1.10	22.79	0.35	9.12	0.40	19.85	4.06	0.05	0.00	99.65
M4/01	41.56	0.55	20.12	4.44	7.81	0.48	19.71	4.98	0.05	0.01	99.72
M31/01	41.48	0.10	22.06	1.50	9.65	0.60	19.47	4.28	0.06	0.01	99.21
UV223/09	41.76	1.90	21.49	1.47	8.70	0.38	19.88	4.18	0.10	0.00	99.85
UV127/09	41.48	1.58	19.79	3.64	8.15	0.41	19.81	4.60	0.13	0.00	99.58
Об106/12	41.70	0.70	23.32	0.36	10.47	0.30	19.96	3.69	0.05	0.00	100.56
Об108/12	41.91	0.91	22.12	2.37	6.61	0.29	21.22	5.06	0.03	0.00	100.53
O-25	41.67	0.64	21.53	2.33	7.36	0.33	20.38	5.09	0.04	0.00	99.39
Об113/12	41.86	1.04	22.12	2.20	7.74	0.40	20.41	4.99	0.03	0.00	100.81
M34/01	41.16	1.04	19.51	4.57	8.39	0.52	18.48	5.53	0.06	0.01	99.27
O-571	40.88	0.97	21.31	2.71	7.86	0.44	20.39	5.05	0.05	0.00	99.67
O-39	41.27	0.87	22.06	1.38	9.02	0.41	19.98	4.42	0.03	0.01	99.46
Ортопироксен											
O-207	57.42	0.68	1.04	0.19	5.06	0.05	34.17	1.05	0.16	0.00	99.81
O-436	54.50	0.09	3.54	1.30	5.49	0.12	32.89	1.14	0.11	0.00	99.20
M4/01	57.32	0.02	0.24	0.82	5.03	0.00	35.63	0.49	0.07	0.00	99.61
M31/01	57.81	0.02	0.44	0.11	5.60	0.16	35.12	0.34	0.09	0.01	99.68
UV223/09	58.16	0.59	0.49	0.12	5.37	0.10	34.54	0.73	0.16	0.00	100.26
UV127/09	57.84	0.82	0.59	0.30	4.84	0.09	34.68	0.68	0.19	0.00	100.03
Об106/12	56.39	0.55	2.51	0.13	6.86	0.08	33.70	0.31	0.13	0.01	100.65
Об108/12	56.42	0.82	2.26	0.60	4.21	0.06	35.52	0.41	0.07	0.01	100.38
O-25	56.20	0.58	1.67	0.36	4.49	0.08	35.52	0.36	0.04	0.00	99.32
Об113/12	57.11	0.35	2.14	0.58	4.79	0.11	35.58	0.31	0.06	0.00	101.03
M34/01	57.70	0.54	0.95	0.66	4.69	0.09	34.36	0.83	0.15	0.01	99.97
Об111/12	56.39	0.07	2.80	0.61	4.89	0.10	35.19	0.40	0.08	0.00	100.53
O-39	55.56	0.86	2.19	0.39	5.58	0.11	34.67	0.39	0.05	0.00	99.81

Таблица Г.2. Реконструированные составы минералов из ксенолитов пироксенитового типа парагенезиса кимберлитовых трубок Якутии (Обнаженная, Удачная, Мир)

№ образца	Содержание оксидов, мас. %										Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
Клинопироксен											
O-125	52.15	0.10	10.10	0.15	5.80	0.10	13.50	14.35	3.10	0.00	99.37
O-107	54.76	0.12	6.04	0.12	4.38	0.05	15.23	15.63	2.94	0.01	99.29
O-1085	54.45	0.19	7.05	0.13	4.65	0.07	14.28	15.68	3.35	0.01	99.87
UV201/09	54.32	0.22	2.79	0.73	4.06	0.10	16.66	19.65	1.73	0.02	100.29
UV383/09	53.94	0.22	3.04	0.10	4.90	0.12	16.59	19.59	1.59	0.03	100.12
UV345/08	54.09	0.46	2.03	1.28	2.17	0.04	16.74	22.57	1.05	0.00	100.44
O-173	52.41	0.97	7.89	0.29	2.78	0.09	14.46	18.22	2.44	0.00	99.55
O-264	52.72	1.51	4.96	0.94	1.32	0.05	15.59	20.21	2.47	0.00	99.76
O-332	54.10	0.32	4.52	0.48	5.44	0.27	14.83	17.12	3.03	0.01	100.12
O-301	53.49	1.08	5.47	1.37	1.34	0.06	14.93	19.65	2.25	0.00	99.64
O-550	53.94	0.62	7.24	0.31	2.09	0.07	15.15	17.67	2.68	0.01	99.77
M5/01	54.58	1.06	5.73	0.42	1.65	0.02	14.19	17.95	3.62	0.00	99.20
UV41/03	52.62	0.62	6.52	0.63	4.15	0.10	13.14	19.19	2.18	0.00	99.16
Гранат											
O-125	41.66	0.49	22.68	0.13	13.05	0.30	17.81	3.89	0.03	0.00	100.04
O-107	41.66	0.49	22.68	0.13	13.05	0.30	17.81	3.89	0.03	0.00	100.04
O-1085	41.01	0.29	23.03	0.15	15.32	0.30	16.61	4.09	0.03	0.00	100.83
UV201/09	41.08	0.54	20.12	2.37	10.99	0.50	17.53	6.31	0.10	0.00	99.56
UV345/08	40.57	0.38	19.69	4.12	11.21	0.54	16.65	6.59	0.02	0.00	99.78
UV70/03	39.38	0.69	21.81	0.05	21.38	0.32	12.24	3.38	0.02	0.00	99.27
O-173	42.50	0.95	23.28	0.36	9.37	0.37	20.05	4.44	0.04	0.01	101.38
O-264	41.85	0.75	22.65	1.33	6.11	0.27	21.79	4.82	0.04	0.00	99.61
O-332	40.07	0.91	22.00	0.61	17.10	0.62	14.45	4.17	0.06	0.00	100.00
O-301	42.40	0.77	22.02	1.97	7.10	0.35	20.95	4.78	0.02	0.00	100.36
O-550	42.38	0.81	23.26	0.45	6.98	0.25	21.63	4.12	0.04	0.00	99.92
M5/01	42.20	0.93	22.79	0.74	7.81	0.32	20.98	3.79	0.07	0.00	99.61
Ортопироксен											
O-1085	56.85	0.18	0.71	0.01	10.15	0.09	32.12	0.28	0.04	0.01	100.43
UV345/08	54.83	0.45	2.70	1.20	6.74	0.13	31.61	2.13	0.10	0.00	99.92
UV70/03	52.95	0.05	3.89	0.03	15.32	0.08	27.19	0.18	0.03	0.00	99.72
O-173	58.06	0.39	1.75	0.06	5.93	0.10	33.69	1.29	0.14	0.01	101.42
O-264	57.00	0.96	1.16	0.26	3.50	0.07	36.39	0.60	0.09	0.00	100.03
O-332	55.45	0.11	0.64	0.22	12.42	0.27	29.64	0.61	0.15	0.00	99.50
O-301	55.19	0.84	2.50	1.09	4.45	0.11	34.87	0.76	0.08	0.00	99.91
O-550	57.83	0.53	1.47	0.17	4.61	0.03	35.32	0.74	0.11	0.01	100.82
UV41/03	53.79	0.58	3.31	0.29	12.08	0.24	28.85	0.80	0.07	0.00	100.01
M5/01	55.61	0.57	3.44	0.15	4.86	0.09	32.92	1.41	0.24	0.00	99.30

Таблица Г.3. Реконструированные составы минералов из ксенолитов эклогитового типа парагенезиса кимберлитовых трубок Якутии (Обнаженная, Удачная, Зарница)

№ образца	Содержание оксидов, мас. %											
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
Гранат												
UV662/11	39.30	1.18	20.47	0.06	19.03	0.47	5.48	13.42	0.10	0.00	0.11	99.64
UV58/10	38.96	0.79	21.08	0.04	20.43	0.42	8.47	8.89	0.07	0.00	0.11	99.25
LUV134/10	39.55	0.92	21.47	0.02	12.09	0.16	4.09	21.40	0.09	0.01	0.12	99.90
LUV184/10	39.33	0.74	21.09	0.04	22.06	0.47	11.00	4.96	0.04	0.00	0.09	99.82
OLK1514	41.26	0.37	22.45	0.20	14.05	0.35	17.44	3.84	0.02	0.00	0.00	99.97
Клинопироксен												
UV662/11	53.32	2.43	8.95	0.04	5.15	0.04	9.15	15.76	5.05	0.02	0.05	99.96
UV58/10	55.47	1.27	13.62	0.04	4.14	0.03	6.61	10.78	8.20	0.02	0.00	100.17
LUV134/10	54.25	1.63	15.80	0.02	2.78	0.02	6.33	12.85	6.84	0.02	0.05	100.57
LUV184/10	52.78	1.49	6.34	0.10	7.50	0.07	10.95	17.39	3.91	0.00	0.05	100.59
OLK1514	55.19	0.63	5.34	0.18	3.78	0.05	15.51	15.88	3.43	0.00	0.00	100.00