

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

На правах рукописи

РЕЗВУХИН Дмитрий Иванович

**ГРАНАТЫ С МИНЕРАЛЬНЫМИ ВКЛЮЧЕНИЯМИ ОКСИДОВ И СУЛЬФИДОВ ИЗ
КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ИНТЕРНАЦИОНАЛЬНАЯ: МИНЕРАЛОГИЯ,
ГЕОХИМИЯ И СВЯЗЬ С ПРОЦЕССАМИ МАНТИЙНОГО МЕТАСОМАТОЗА В
ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ МИРНИНСКОГО ПОЛЯ, СИБИРСКИЙ КРАТОН**

25.00.05 – «минералогия, кристаллография»

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
кандидат геол.-мин. наук
Мальковец Владимир Григорьевич

НОВОСИБИРСК – 2016

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава 1. Состояние проблемы изучения состава, строения и метасоматических преобразований субконтинентальной литосферной мантии	
1.1. Общие сведения.....	11
1.2. Состав субконтинентальной литосферной мантии.....	13
1.3. Возраст и причины сохранности континентальной литосферы.....	14
1.4. Генезис субконтинентальной литосферной мантии.....	17
1.5. Процессы, модифицирующие состав субконтинентальной литосферной мантии.....	20
1.6. Основные этапы формирования и метасоматической модификации литосферной мантии Сибирского кратона.....	26
1.7. Метасоматические высокотитанистые оксиды в мантийных ксенолитах из кимберлитов и других глубинных пород.....	28
1.8. Обзор находок высокотитанистых оксидов в субконтинентальной литосферной мантии.....	29
Глава 2. Геологическая характеристика района исследования	
2.1. Краткий очерк геологического строения и особенностей коренной алмазоносности Якутской кимберлитовой провинции.....	35
2.2. Мирнинское кимберлитовое поле.....	36
2.3. Геологическое строение и алмазоносность трубки Интернациональная.....	37
2.4. Ксенолиты мантийных пород, ксенокристаллы минералов тяжелой фракции и алмазы с включениями из трубки Интернациональная и других кимберлитовых тел Мирнинского поля.....	41
2.5. Гетерогенность СКЛМ в пределах Мирнинского поля по данным изучения ксеногенного материала из кимберлитовых трубок.....	48
2.6. Состав и строение литосферной мантии под Мирнинским полем.....	49
Глава 3. Методы исследования	
3.1. Отбор гранатов с минеральными включениями и пробоподготовка.....	53
3.2. Аналитические методы.....	54

Глава 4. Минералогическая характеристика гранатов и включений

4.1. Количество и типы образцов.....	58
4.2. Классификация гранатов.....	58
4.3. Парагенезисы минеральных включений в гранатах.....	58
4.4. Морфология включений в гранатах.....	65

Глава 5. Химический состав включений

5.1. Химический состав включений рутила.....	76
5.2. Химический состав включений минералов группы кричтонита.....	79
5.3. Химический состав включений пикроильменита.....	85
5.4. Химический состав включений шпинелидов.....	87
5.5. Соотношение содержаний Cr_2O_3 в гранате и включениях оксидов.....	90
5.6. Дискриминационные диаграммы для включений оксидов.....	90
5.7. Химический состав включений сульфидов.....	93

Глава 6. Редкоземельный состав гранатов

6.1. Мультиэлементные и редкоземельные спектры	95
6.2. Содержание Ti, Zr и Y в гранатах.	101
6.3. Ni-термометрия.....	104
6.4. Геохимическая характеристика негомогенных гранатов.....	107

Глава 7. U-Pb датирование включений рутила..... 124

Глава 8. Обсуждение результатов

8.1. О генезисе пироба в СКЛМ.....	127
8.2. Происхождение и петрогенетическое значение включений высокотитанистых оксидов в связи с проблемой генезиса пироба в литосферной мантии Сибирского кратона.....	130
8.3. Практическое значение высокохромистого рутила для алмазопроисловых работ на территории древних кратонов.....	132
8.4. Вертикальная гетерогенность СКЛМ под Мирнинским полем и проблема сохранности алмаза при метасоматической модификации литосферной мантии.....	136
8.5. Негомогенные гранаты как индикатор метасоматического события в истории СКЛМ Мирнинского поля незадолго до внедрения кимберлитовой магмы трубки Интернациональная.....	138

Заключение	142
Список сокращений и условных обозначений	144
Список литературы	145
Приложение А	162
Приложение Б	167
Приложение В	169
Приложение Г	170
Приложение Д	172

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Изучение строения, состава и эволюции субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) является одной из важнейших задач мантийной петрологии. Кимберлитовые и лампроитовые магмы выносят на поверхность широкий набор мантийных ксенолитов и ксенокристаллов, которые предоставляют прямую информацию о составе наиболее глубоких частей литосферной мантии. Хромсодержащий пироп является одним из породообразующих минералов перидотитов литосферной мантии Земли. Пироп с содержанием Cr_2O_3 более 5 мас.%, наряду с хромитом и пикроильменитом, является одним из главных минералов-индикаторов при поисках новых кимберлитовых трубок и кимберлитовых полей (Соболев и др., 1969; Sobolev et al., 1973). В работах Н.В. Соболева была предсказана (Соболев и др., 1969), а впоследствии и доказана (Sobolev et al., 1973) положительная корреляция содержания высокохромистых субкальциевых пиропов с содержанием алмаза в кимберлитовых трубках. В настоящее время общепризнанным является метасоматический генезис алмазов в литосферной мантии древних кратонов (Stachel, Harris, 2008). Метасоматические модели были также предложены и для генезиса высокохромистых пиропов (Stachel et al., 2004; Malkovets et al., 2007; O'Reilly, Griffin, 2013; Shu, Brey, 2015).

Начиная с конца 60-х годов 20 века изучению минеральных включений в алмазах уделялось пристальное внимание (см. обзор в Stachel, Harris, 2008). На основании полученных данных был достигнут значительный прогресс в понимании процессов, связанных с генезисом алмаза. Однако работы, посвященные изучению минеральных включений в мантийных гранатах, немногочисленны и представляют собой в основном только минералогическое описание находок (Бобриевич и др., 1959, 1964; Bauer, 1966; McGetchin, Silver, 1970; Griffin et al., 1971; Вахрушев, Соболев, 1971; Соболев, 1974; Костровицкий, Гаранин, 1992; Костровицкий и др., 1993; Варламов и др., 1993, 1995; Wang et al., 1999; Афанасьев и др., 2001; Vrana, 2008; Alifirova et al., 2012; Ziberna et al., 2013). Результаты этих исследований показали наличие в виде включений достаточно редких высокотитанистых минералов-оксидов, таких как рутил, пикроильменит, армалколит, шриланкит, минералы группы кричтонита, которые нехарактерны для первичного парагенезиса деплетированных перидотитов, почти не встречаются в неметасоматизированных перидотитовых ксенолитах и зачастую характеризуются необычным химическим составом с повышенной концентрацией редких и несовместимых элементов. Минеральные включения такого состава являются ценным источником информации о характере процессов, отвечающих за образование пиропов в глубокой литосферной мантии. В концентрате тяжелой фракции кимберлитовой трубки

Интернациональная (Мирнинское поле, Сибирский кратон), которая является уникальным месторождением природных алмазов (8,53 карата на тонну), распространены гранаты с включениями оксидов и сульфидов. Детальное минералогическое и геохимическое изучение включений и вмещающих гранатов позволит лучше понять генезис пирропа в литосферной мантии древних платформ, который в настоящее время остается дискуссионным, а также сделать рекомендации по использованию полученных результатов в практике алмазопромышленных работ.

Цель исследования – комплексное изучение гранатов с минеральными включениями оксидов и сульфидов из кимберлитов трубки Интернациональная и интерпретация полученных данных для установления генезиса изученных гранатов.

Задачи исследования: 1) провести отбор гранатов с минеральными включениями; 2) провести диагностику минеральных включений и исследовать их химический состав; 3) определить химический состав вмещающих гранатов; 4) определить редкоэлементный состав вмещающих гранатов; 5) провести U-Pb датирование крупных включений рутила; 6) установить генезис гранатов и P-T параметры их образования.

Объект исследования – ксенокристаллы граната перидотитового (хромистый пирроп) и эклогитового парагенезисов из концентрата тяжелой фракции трубки Интернациональная и включения оксидов и сульфидов.

Фактический материал и личный вклад автора

Идентификация и изучение химического состава и внутреннего строения гранатов и их минеральных включений были выполнены на современной высокоточной аппаратуре в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия), в Институте изучения земных недр (Institute for the Study of the Earth's Interior, Университет Окаямы, Мисаса, Япония), и в Национальном ключевом центре Австралийского совета по научным исследованиям "Флюидные системы от ядра к коре"/"Геохимическая эволюция и металлогения континентов" (CCFS/GEMOC ARC National Key Centre), Университет Маккуори, Сидней, Австралия.

Целые зерна гранатов размером от 1 до 4 мм из концентрата тяжелой фракции трубки Интернациональная в количестве более 6000 шт. были предоставлены для исследований д.г.-м.н. А.Д. Харькивым. В работе использована представительная коллекция из 199 зерен гранатов, большую часть которых автор отобрал из концентрата самостоятельно. Основным критерием при отборе образцов являлось наличие в гранатах крупных включений, пригодных для исследования с использованием методов сканирующей электронной микроскопии и рентгеноспектрального микроанализа. Все 199 образцов были имплантированы в шашки из эпоксидной смолы и впоследствии выведены на поверхность для последующих аналитических

исследований. Диссертантом лично было выполнено более 2000 микрозондовых определений состава гранатов и включений, более 300 определений редкоэлементного состава гранатов с использованием ионного зонда SIMS 5f, получено более 500 изображений в обратно-рассеянных электронах, сделано 5 поэлементных карт для негомогенных гранатов. Данные по редкоэлементному составу гранатов и U-Pb датированию включений рутила получены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с лазерной абляцией к.г.-м.н. В.Г. Мальковцом, д.г.-м.н. Е.А. Белоусовой и к.г.-м.н. И.Г. Третьяковой в Национальном ключевом центре Австралийского совета по научным исследованиям “Геохимическая эволюция и металлогения континентов” (GEMOC) (Университет Маккуори, Сидней, Австралия).

Научная новизна

1) Проведено комплексное изучение химического и редкоэлементного составов гранатов и химического состава включений оксидов и сульфидов из кимберлитового тела (трубка Интернациональная) в пределах Сибирского кратона;

2) Установлено максимальное содержание Cr_2O_3 в рутиле (9,75 мас.%) среди всех ранее описанных в литературе;

3) На основе изучения коллекции образцов, а также с использованием мировых литературных данных о химическом составе рутила, показано, что содержание Cr_2O_3 в рутиле > 1,7 мас.% свидетельствует о происхождении такого рутила в условиях кратонной перидотитовой литосферной мантии;

4) Установлено, что состав включений минералов группы кричтонита (общая формула $\text{ABC}_{18}\text{T}_2\text{O}_{38}$) в изученных гранатах существенно отличается от состава типичных для литосферной мантии кратона Каапвааль минералов серии LIMA (линдслейит – матиасит), широко описанных в ксенолитах из кимберлитов ЮАР. В гранатах обнаружены включения минерала из группы кричтонита, не утвержденного ранее в списке IMA, характеризующегося доминированием Sr в позиции А и Fe в позиции В;

5) Установлена прямая корреляция между содержанием хрома во включениях высокотитанистых оксидов (рутил, пикроильменит, минералы группы кричтонита) и вмещающих хромистых гранатах;

6) Показано, что возраст включений рутила в гранатах по данным U-Pb датирования отражает время внедрения кимберлитовой магмы трубки Интернациональная (~360 млн. лет);

7) Впервые получены данные о вертикальной гетерогенности мантийной колонны под кимберлитовой трубкой Интернациональная на основе различий в химическом составе и температуре образования гранатов с включениями оксидов и сульфидов;

8) Впервые описаны негомогенные ксенокристаллы граната из кимберлитовой трубки Интернациональная с ярко-выраженной зональностью по главным и редким элементам.

Установлены экстремально высокие содержания ряда редких элементов в краевой части зерен двух неомогенных гранатов.

Научная (теоретическая) значимость

1) В ходе исследования обнаружены несомненные свидетельства метасоматического генезиса, по крайней мере, части гранатов перидотитового парагенезиса в литосферной мантии Мирнинского поля.

2) Установление вертикальной мантийной гетерогенности под кимберлитовой трубкой Интернациональная важно для понимания факторов, отвечающих за алмазоносность конкретного кимберлитового тела (трубка Интернациональная), а также за контрастную алмазоносность других кимберлитовых тел в пределах Мирнинского поля (трубки Мир, Спутник, им. XXIII съезда КПСС, Таежная, Амакинская, Дачная).

3) Результаты работы имеют значение для развития представлений о процессах преобразования вещества литосферной мантии и вносят существенный вклад в изучение процессов мантийного метасоматического обогащения в литосферной мантии Сибирского кратона.

4) Данные о химическом составе включений потенциально нового минерального вида группы кричтонита расширяют мировые знания о составах минералов этой группы.

Практическая значимость

Результаты исследования включений хромистого рутила в гранатах могут быть использованы в практике алмазопромышленных работ на территории древних кратонов.

Основные защищаемые положения

1) В перидотитовых гранатах из трубки Интернациональная установлены включения рутила, обогащенного высокозарядными элементами (до 15,57 мас.% Nb_2O_5), пикроильменита, Fe-Ti-Cr шпинели, минералов группы кричтонита, обогащенных крупноионными литофильными (Ba, Sr), высокозарядными (Zr) и редкоземельными элементами (La, Ce и др.), а также хромита и сульфидов. В эклогитовых гранатах обнаружены включения рутила и пикроильменита. Минеральная ассоциация обогащенных редкими и несовместимыми элементами высокотитанистых оксидов свидетельствует о метасоматическом генезисе вмещающих перидотитовых гранатов.

2) Содержание $Cr_2O_3 > 1,7$ мас.% в рутиле свидетельствует о генезисе такого рутила в условиях глубинной кратонной перидотитовой мантии. Результаты U-Pb датирования включений рутила в гранатах из трубки Интернациональная дают возраст 369 ± 10 млн. лет, соответствующий возрасту внедрения кимберлитовой магмы трубки Интернациональная. Полученные результаты указывают на то, что высокохромистый рутил является

индикаторным минералом глубинных магматических пород, таких как кимберлиты, и может использоваться в алмазопоисковых работах на территории древних кратонов.

3) Гранаты преимущественно лерцолитового парагенезиса с включениями высокотитанистых оксидов характеризуются только дугообразным (нормальным) распределением РЗЭ. Гранаты с включениями сульфидов относятся к лерцолитовому и гарцбургит-дунитовому парагенезисам и имеют как дугообразные, так и синусоидальные спектры РЗЭ. По данным Ni-термометрии, гранаты с включениями оксидов имеют пик распределения по температуре равновесия на отметке $\sim 800^{\circ}\text{C}$ (120 км), а гранаты с включениями сульфидов – на отметке $\sim 950^{\circ}\text{C}$ (165 км). Полученные данные свидетельствуют о вертикальной гетерогенности процессов мантийного метасоматического обогащения в разрезе литосферной мантии под трубкой Интернациональная.

4) Негомогенные гранаты из трубки Интернациональная характеризуются увеличением содержания Ca, Ti, Fe и редких элементов в краевой зоне, которая образована в результате замещения исходного граната в ходе метасоматического события, произошедшего незадолго (< 15000 лет) до внедрения кимберлитовой магмы трубки Интернациональная.

Соответствие результатов работы научным специальностям

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

Публикации и апробация работы

По теме диссертации опубликовано 3 статьи в российских и зарубежных рецензируемых журналах, рекомендуемых ВАК. Отдельные положения работы представлялись автором на VI Международной Сибирской конференции молодых ученых по наукам о Земле (Новосибирск, Россия, 2012), 10-й Международной кимберлитовой конференции (Бангалор, Индия, 2012), III Международной конференции "Кристаллогенезис и Минералогия" (Новосибирск, 2013), 26 Гольдшмидтской конференции (Йокогама, Япония, 2016).

Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, 8 глав и заключения общим объемом 173 страницы. В ней содержится 69 рисунков, 4 таблицы и 5 приложений. Список литературы включает 187 наименований.

Благодарности

Работа выполнена в лаборатории минералов высоких давлений и алмазных месторождений (№451) ИГМ СО РАН им. В.С. Соболева под руководством к.г.-м.н. Мальковца В.Г., которому автор выражает свою глубокую признательность. Данное исследование стало возможным благодаря наличию большой коллекции гранатов, предоставленной д.г.-м.н. А.Д. Харьковским, к скрупулёзной работе которого автор относится с благодарностью и уважением.

Автор благодарен академику РАН д.г.-м.н. Н.В. Соболеву, академику РАН д.г.-м.н. Н.П. Похиленко, д.г.-м.н. Д.А. Зедгенизову, д.г.-м.н. Ю.Н. Пальянову, к.г.-м.н. И.С. Шарыгину, к.г.-м.н. Т.А. Алифировой, к.г.-м.н. А.А. Гибшер и профессору Уильяму Гриффину (CCFS/GEMOC, Университет Маккуори, Сидней, Австралия) за обсуждение результатов исследования и ценные советы. Диссертант благодарит зав. лабораторией №451 д.г.-м.н. А.В. Корсакова за критический анализ рукописи и важные замечания, профессоров Уильяма Гриффина и Сюзанну О'Рейлли за финансовую поддержку при проведении геохимических исследований в Центре CCFS/GEMOC (Университет Маккуори, Сидней, Австралия), к.г.-м.н. В.Г. Мальковца, д.г.-м.н. Е.А. Белоусову, д.г.-м.н. К.Д. Литасова, к.г.-м.н. И.Г. Третьякову за полученные аналитические данные, к.г.-м.н. Л.В. Усову за помощь при проведении микронзондовых анализов. На различных этапах работы неоценимую поддержку автору оказали м.н.с. Д.С. Михайленко и инж. О.В. Щепетова. Автор признателен сотрудникам лаборатории Pheasant Memorial Laboratory в Институте изучения земных недр (Institute For The Study Of The Earth's Interior), Мисаса, Япония, в особенности директору института Эйзо Накамуре, обеспечившему возможность работы и доступ к аналитическому центру, а также Татсуки Тсуджимори, Ота Цутому и Таку Кунихиро за содействие в подготовке образцов и проведении аналитических исследований.

Работа выполнена в соответствии с планом научно-исследовательских работ лаборатории № 451 ИГМ СО РАН и при финансовой поддержке грантами РФФИ (12-05-31116; 12-05-31411; 12-05-33035; 13-05-01051; 16-05-01079; 16-05-01052), Президента РФ (МК 2689.2013.5; МК-4534.2016.5), Министерства образования и науки Российской Федерации (№14.В25.31.0032) и компании ОПТЭК.

ГЛАВА 1: СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА, СТРОЕНИЯ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

(по литературным данным)

1.1 Общие сведения

Проблема состава и строения верхней мантии, и, в частности, литосферной ее части, является одной из важнейших задач современной геологической науки. Мощность литосферы значительно варьирует в различных геодинамических обстановках. На Рис. 1.1 приведено схематическое изображение вертикального строения земной коры и части верхней мантии. Наибольшую мощность, 150-250 км, литосфера имеет под континентальной корой, особенно под древними кратонами; мощность океанической литосферы закономерно варьирует с ее возрастом в пределах 95-120 км (наименее мощная и горячая под срединно-океаническими хребтами (СОХ) и более мощная и холодная на удалении от СОХ).

Океаническая литосфера по мере удаления от СОХ и, соответственно, остывания, становится более плотной, чем подстилающая ее астеносфера, и погружается в мантию, формируя конвективную ячейку. Вследствие этого, наблюдается значительная разность в возрасте океанической и континентальной литосферы. Возраст обнаруживаемой на поверхности океанической литосферы не превышает 120 млн. лет, тогда как наиболее древние сохранившиеся континентальные породы имеют возраст 3,8 млрд. лет, а подавляющее большинство коровых породных ассоциаций древних кратонов представлено археем от 3,6 до 2,5 млрд. лет. Таким образом, литосфера древних кратонов представляет собой своеобразный архив, в котором запечатлена не только геологическая история, но и история взаимодействия поверхностных геологических образований с атмосферой, гидросферой и биосферой Земли.

Одним из важнейших вопросов является проблема длительной сохранности и устойчивости континентальной литосферы. В пионерских работах (Jordan, 1975; Sipkin, Jordan, 1975) на основании геофизических данных была впервые обнаружена разница в скорости прохождения сейсмических волн между кратонной и внекратонной литосферой и, следовательно, разница в составе (плотность породных ассоциаций в зависимости от степени фертильности перидотитов) и термальных режимах (плотность породных ассоциаций в зависимости от температуры перидотитов). С этого момента началась активная стадия исследования состава, строения и изучения термального режима литосферной мантии в различных геодинамических обстановках.

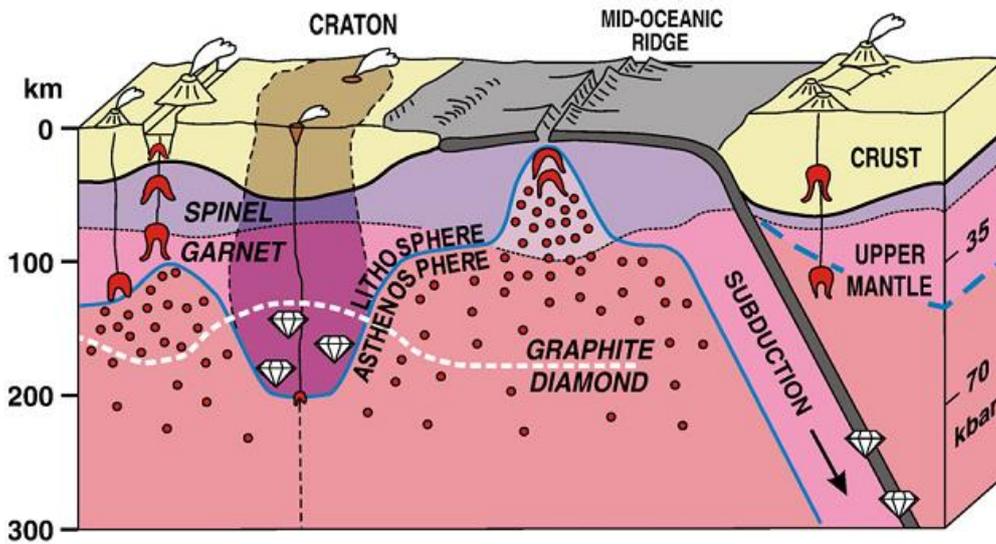


Рис. 1.1. Схематический разрез через земную кору и часть верхней мантии. Верхняя мантия подразделяется на два минералогических слоя: шпинелевую (лиловая) и гранатовую (розовая) фации. Небольшие по объему расплавные образования, обуславливающие низкую скорость сейсмических волн в астеносфере, показаны красными точками. Глубина литосферной мантии архейских кратонов может достигать 200 км. По сравнению с астеносферой на той же глубине, субконтинентальная литосферная мантия более холодная, что обуславливает прохождение границы алмаз/графит при более низком давлении. Область между линией перехода графит/алмаз и основанием кратонной литосферы является “алмазным окном” – главным источником мировых алмазов, которые выносятся на поверхность глубинными магматическими породами (кимберлитами, оливиновыми лампроитами). По (Stachel, Harris, 2008).

Субконтинентальная литосферная мантия (СКЛМ) представляет собой нижнюю часть жестких и “холодных” литосферных плит, которые двигаются по более горячей и пластичной астеносфере. СКЛМ за редчайшими исключениями перекрыта коровыми породными ассоциациями и недоступна для исследования. Информацию о составе СКЛМ можно получить, либо исследуя перidotитовые массивы, тектонически внедренные вдоль зон глубинных разломов на земную поверхность, либо посредством изучения захваченных фрагментов литосферной мантии, вынесенных на поверхность в виде *ксенолитов* глубинными магматическими породами. Однако оба подхода имеют свои методические проблемы. Тектоническое внедрение массивов перidotитов является достаточно длительным процессом, в течение которого минеральные ассоциации перidotитов претерпевают разнообразные трансформации (замещение высокобарических ассоциаций низкобарическими ассоциациями, переуравновешивание P T параметров к более низким P T условиям, приповерхностные гидротермальные изменения и т.д.). Исследование перidotитов массивов, ввиду их больших размеров, позволяет наблюдать пространственное соотношение разных типов пород, секущих магматических жил и исследовать *in situ* характер и типы метасоматических преобразований перidotитов на контакте с разными типами жил. Глубинные ксенолиты и ксенокристаллы, с другой стороны, вследствие их быстрого выноса на поверхность, сохраняют немодифицированными минеральные ассоциации и их P T параметры, однако реконструкция пространственного взаимоотношения разных типов пород в значительной степени затруднена, хотя и может быть проведена по контактовым ксенолитам.

Необходимо отметить, что тектонически выведенные перidotитовые массивы представляют собой, как правило, фрагменты литосферной мантии вполне определенных геодинамических обстановок – зон сочленения крупных тектонических плит. В большинстве случаев, и особенно для древних кратонов, глубинные ксенолиты и ксенокристаллы являются единственным источником информации о субконтинентальной литосферной мантии.

1.2. Состав субконтинентальной литосферной мантии

Литосферная мантия в различных геодинамических обстановках существенно отличается по составу (степени фертильности и деплетированности), мощности, и геотермическим градиентам (Griffin et al., 1998; 1999a; 2009; O'Reilly et al., 2001). Литосферная мантия имеет существенно перidotитовый состав, который может варьировать от наиболее деплетированных дунитов ($Ol \pm Sp$) и гарцбургитов ($Ol + Orx \pm Sp$) до фертильных лерцолитов ($Ol + Orx + Crx \pm Grt \pm Sp$). Особый интерес вызывает глубинная часть литосферной мантии в поле стабильности алмаза. Линия перехода графит-алмаз имеет положительный наклон, и при пониженных значениях тепловых потоков, характерных для древних кратонов, переход графит-

алмаз происходит на глубинах 130-150 км. Алмаз достаточно часто содержит разнообразные минеральные включения, которые предоставляют информацию о составе субстрата, с которым алмаз находился в равновесии на момент своего образования. Образование алмаза в литосферной мантии древних кратонов происходило в достаточно широком возрастном интервале, начиная с архея (3,5 млрд. лет) и вплоть до момента внедрения кимберлитов. Алмаз, ввиду своих физических характеристик, является уникальным контейнером, который надежно бронирует захваченные минеральные включения от наложенных метасоматических процессов, которые проистекали в мантии за миллиарды лет.

Миграция через литосферную мантию глубинных расплавов и флюидов может приводить к формированию разнообразных новообразованных секущих жил. Образование таких жил происходит как вследствие кристаллизации глубинных магматических расплавов, так и в виде замещения первичных минеральных ассоциаций перидотитов под воздействием просачивающегося флюида (например, образование вторичных амфиболовых жил при замещении первичного клинопироксена и шпинели перидотита). Состав и характер жил, а также тип и характер метасоматического воздействия, могут варьировать в значительной степени, в зависимости от состава перидотита и метасоматизирующего агента.

Исследование валового состава перидотитов из различных геодинамических обстановок обнаружило существенную разницу как по валовому и модальному составам, так и по химическому составу слагающих перидотиты минералов. На основании исследования валового состава ксенолитов перидотитов из кимберлитов древних кратонов было установлено, что они имеют крайне истощенный состав – высокую магнезиальность (Рис. 1.2), высокое Cr/Al отношение (Рис. 1.3) и низкие содержания несовместимых элементов, в первую очередь Al_2O_3 и CaO (Рис. 1.4 и 1.5), что является следствием более высокой степени частичного плавления, по сравнению с перидотитами из других геодинамических обстановок. Наиболее близкие к кратонным перидотитам составы имеют перидотиты погружающейся океанической литосферы, фрагменты которых обнаруживаются в обдуцированных офиолитовых комплексах.

1.3. Возраст и причины сохранности континентальной литосферы

Первые работы по определению возраста алмазов были проведены для кратона Каапвааль и выявили архейский возраст алмазов и литосферной мантии (Richardson et al., 1984). Усовершенствование Re-Os изотопного метода датирования позволило исследовать ксенолиты перидотитов и сульфидные включения в алмазах, что подтвердило архейский возраст СКЛМ древних кратонов (Pearson et al., 1995a; 1995b; Pearson, 1999; Griffin et al., 2004; Shirey, Richardson, 2011).

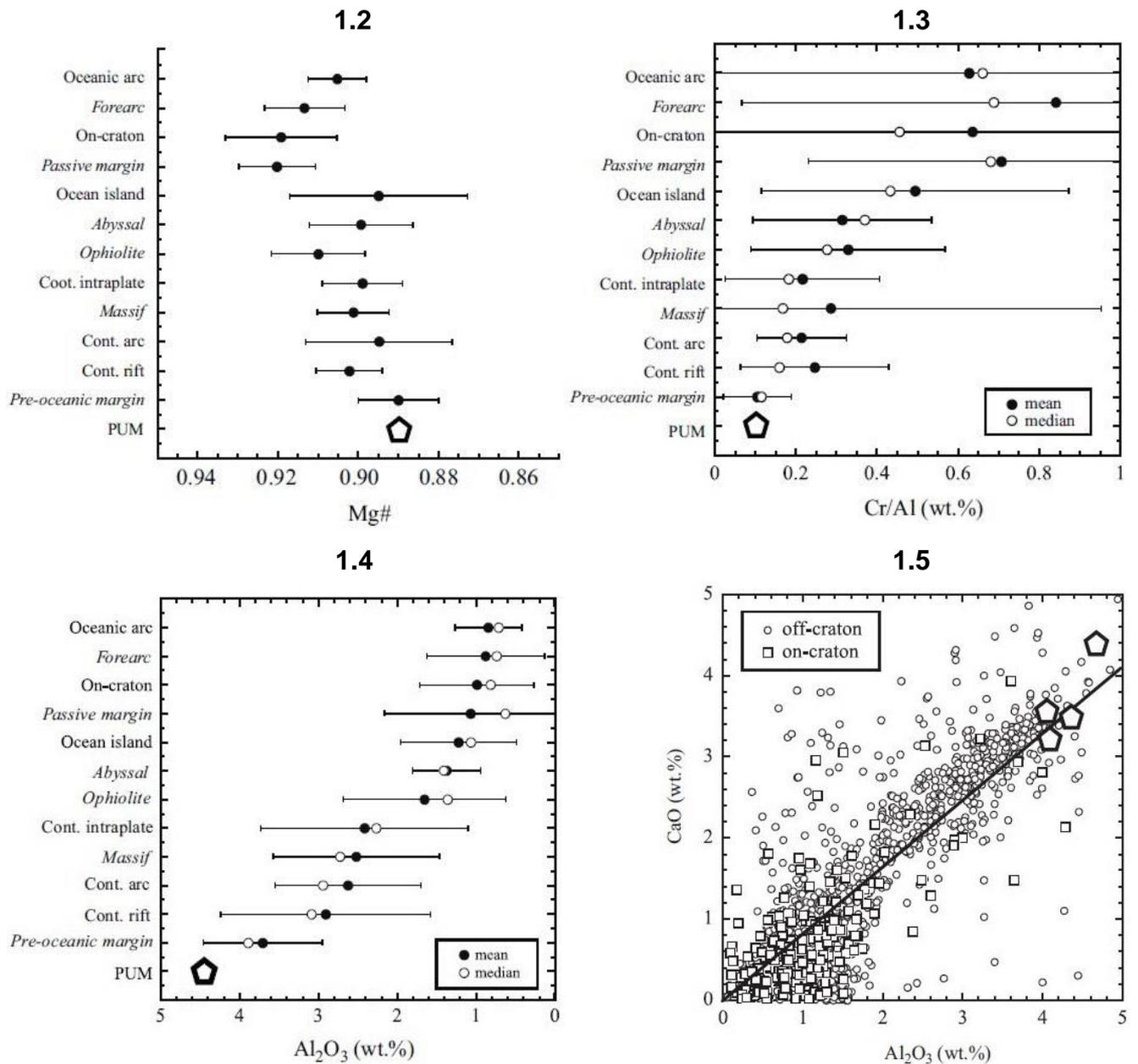


Рис. 1.2, Рис. 1.3, Рис. 1.4. Средние значения и медианы $Mg/(Mg+Fe)$, Cr/Al и Al_2O_3 (мас.%) соответственно, для перidotитовых ксенолитов в сравнении с образцами из известных современных геодинамических обстановок (курсивом). Скобки ограничивают 1σ от среднего. По (Pearson et al., 2003).

Рис. 1.5. Корреляция содержания CaO и Al_2O_3 (мас.%) в крatonных и внекратонных ксенолитах. По (Pearson et al., 2003).

После установления архейского возраста СКЛМ древних кратонов возник вопрос о причинах столь длительной устойчивости кратонной СКЛМ и невовлечения ее в мантийную конвекцию. Принимая во внимание древний возраст кратонной СКЛМ, отсутствие наблюдаемого гравитационного максимума над областями с низким тепловым потоком (Pollack, Chapman, 1977), привело к формированию изопикник гипотезы (Jordan, 1978). В изопикник гипотезе постулируется, что отрицательная плавучесть, обусловленная более низкой температурой кратонной литосферной мантии по сравнению с конвектирующей мантией, уравнивается положительной плавучестью, обусловленной более истощенной природой кратонной СКЛМ. Кратонные перидотиты, подвергавшиеся интенсивному частичному плавлению, имеют значительно более низкую плотность по сравнению с более фертильной недеплетированной мантией (Boyd, McCallister, 1976; Lee, 2003).

Средний состав субконтинентальной литосферной мантии коррелирует с тектонотермальным возрастом коры; более молодая континентальная кора подстилается более фертильными перидотитами, а более древняя кора подстилается более истощенной мантией (Griffin et al., 1999a; 2009). Эти данные свидетельствуют о том, что новообразованная субконтинентальная литосферная мантия становится прогрессивно менее деплетированной с архея, через протерозойское к фанерозойскому времени, что особенно отчетливо видно в валовом составе перидотитов по содержанию Ca и Al (Рис. 1.6), а также Mg# и Fe/Al отношении. Ксенолиты гранатовых перидотитов из молодых складчатых областей геохимически близки к составам примитивной мантии, что указывает на низкие степени частичного плавления, тогда как архейская СКЛМ содержит значительное количество сильно деплетированных, не содержащих клинопироксен перидотитов (гарцбургитов и дунитов).

Наиболее важными элементами, с точки зрения плотности пород, являются Fe и Al. Al необходим для образования граната с высокой плотностью. Следствием значительного обеднения кратонной мантии этими элементами, по сравнению с фертильной мантией, является более низкая плотность кратонной мантии. В работе (O'Reilly et al., 2001), с использованием среднего модального состава архейской, протерозойской и фанерозойской СКЛМ, рассчитанного для обширной литературной базы данных по перидотитам, и с применением данных по плотности для минеральных видов (Smyth, McCormick, 1995), были рассчитаны средние составы и плотности перидотитов архейской, протерозойской и фанерозойской СКЛМ (Рис. 1.7). Средняя плотность (при стандартных температуре и давлении) значительно увеличивается от архейской ($3,31 \pm 0,016$ г/см³), до протерозойской ($3,34 \pm 0,016$ г/см³) и фанерозойской ($3,36 \pm 0,016$ г/см³) СКЛМ. Разница в плотности между фертильным фанерозойским перидотитом и средним истощенным архейским кратонным перидотитом составляет 1,5%, увеличиваясь до >2,5% для наиболее деплетированных разностей с Mg# = 94.

Вариации в плотности мантии с глубиной контролируются геотермами (значениями теплового потока) и эластичными свойствами поведения минералов при определенных температурах (Т) и давлениях (Р). В работе (O'Reilly et al., 2001) с использованием геотерм, характерных для архейской, протерозойской и фанерозойской СКЛМ, были рассчитаны кумулятивные плотности разрезов различных СКЛМ в зависимости от мощности разрезов (глубины) (Рис. 1.7). Кумулятивные плотности разрезов сравниваются с плотностью астеносферы (среднее значение взято из работы (McDonough, Sun, 1995) с потенциальной температурой 1300°C и адиабатическим градиентом 0,5°C/км на границе литосфера/астеносфера (Рис. 1.8). Типичный разрез архейской СКЛМ мощностью ~60 км обладает высокой положительной плавучестью, а разрез мощностью 200 км на 2,5% менее плотный по сравнению с астеносферой на границе литосфера/астеносфера. Разрез протерозойской СКЛМ мощностью свыше 125 км является более плавучим по сравнению с астеносферой, тогда как разрез фанерозойской СКЛМ с адвективной геотермой (ЮВ Австралия) понижается в плотности с глубиной и является очень плавучим по сравнению с астеносферой. Однако разрез фанерозойской СКЛМ, который остывает до типичной кондуктивной геотермы (50мВт/м²), становится плавучим по сравнению с астеносферой, только если разрез превышает 110-120 км, что маловероятно (Рис. 1.8).

1.4. Генезис субконтинентальной литосферной мантии

По мере накопления данных по валовому и модальному составу кратонных перидотитов стало очевидно, что кратонная мантия подвергалась крайне высоким степеням частичного плавления, которые могли достигать 40%, оставляя после себя тугоплавкий рстит в виде гарцбургита или дунита. Компиляция валовых составов перидотитов из различных геодинамических обстановок приведена на диаграмме Mg# Ol - модальное содержание Ol, впервые предложенной в работе (Boyd, 1989). Увеличение степени частичного плавления перидотита приводит к увеличению Mg# оливина и увеличению модального состава оливина в породе в результате плавления и удаления Crx, Grt и Opx (Рис. 1.9). На данной диаграмме кратонные перидотиты занимают обособленное поле с Mg# оливина в пределах ~92-94, однако модальное содержание оливина варьирует в широких пределах (100-50%) и находится за пределами экспериментальных и теоретических данных, что связано с высоким модальным содержанием ортопироксена. Природа обогащения кратонных перидотитов ортопироксеном в настоящее время широко дискутируется, и подавляющее большинство исследователей связывают ее с субдукционными процессами. Высокие степени частичного плавления, необходимые для образования кратонных перидотитов, накладывают серьёзные ограничения на геодинамические обстановки, в которых кратонные перидотиты могли формироваться.

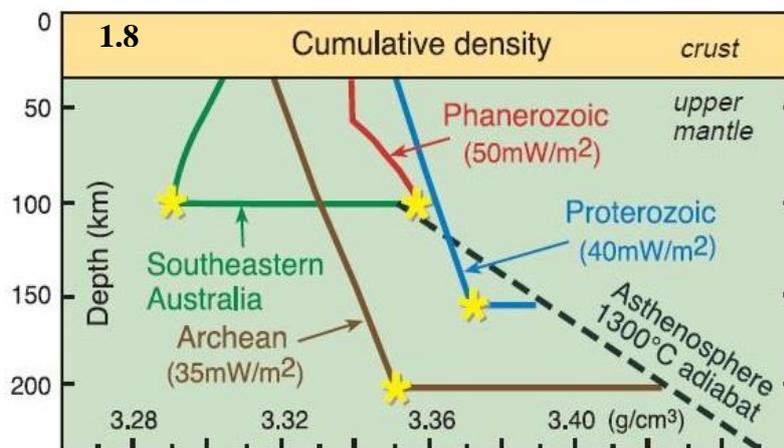
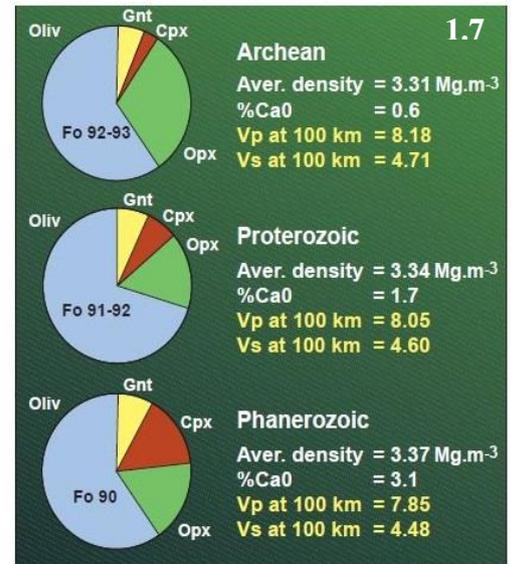
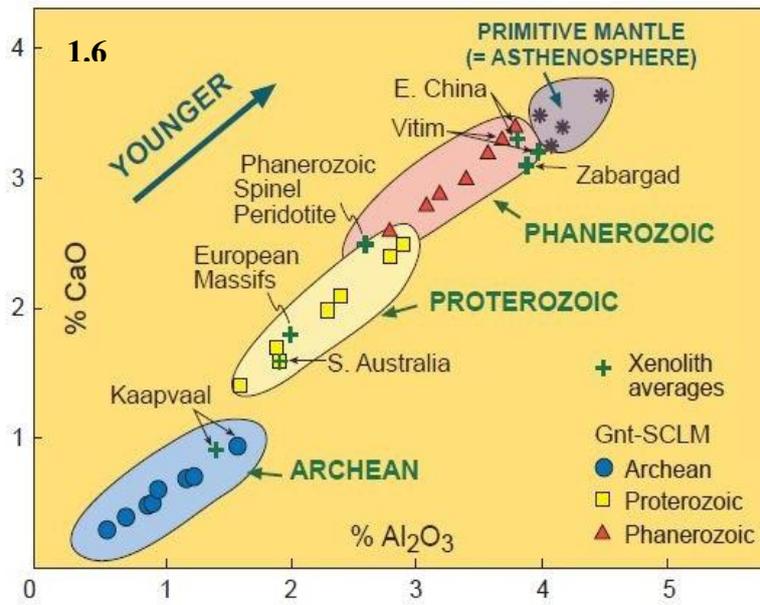


Рис. 1.6. Составы индивидуальных мантийных разрезов на основе данных по гранатовым ксенокристаллам на диаграмме CaO – Al₂O₃. Возраст определен по самому молодому тектонотермальному событию в вышележащей коре. Средние значения для ксенолитов приведены для сравнения (зеленые крестики). SCLM – субконтинентальная литосферная мантия, Gnt – гранат. По (O'Reilly et al., 2001).

Рис. 1.7. Данные по физическим свойствам и модальному содержанию минералов для литосферной мантии различного возраста. Плотности рассчитаны при стандартных температуре и давлении, скорость продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн рассчитана в км/с на глубине 100 км. Оpx – ортопироксен, Сpx – клинопироксен, Gnt – гранат, Fo – форстерит, Oliv – оливин. По (O'Reilly et al., 2001).

Рис. 1.8. Кумулятивная плотность типичных разрезов СКЛМ различного возраста. Пунктирной линией показана плотность астеносферы (при $T = 1300$ °C). Желтые звездочки показывают границу между литосферой и астеносферой на каждом разрезе. По (O'Reilly et al., 2001).

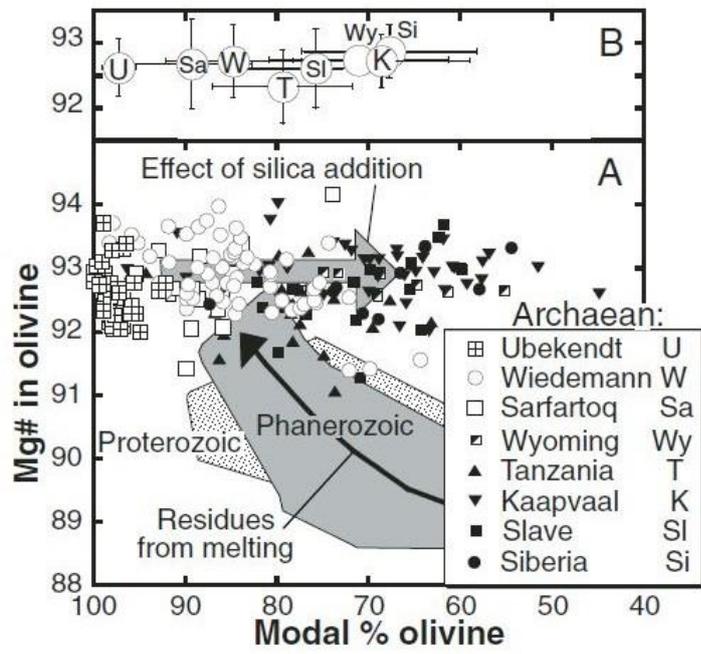


Рис. 1.9. Отношение Mg# оливина к его модальному содержанию в породе для различных перidotитов литосферной мантии. По (Bernstein et al., 2007).

Гипотезы о формировании архейских кратонных перидотитов включают в себя: 1) плавление в плюмах при высоких давлениях (8-5 ГПа; например, Pearson et al., 1995b; Griffin et al., 2003), 2) массивное плавление во время периодических мантийных переворотов ("mantle overturn"; Davies, 1995; Griffin et al., 2003), 3) плавление с участием воды в архейских субдукционных зонах (Parman et al., 1997; Griffin et al., 2003), 4) полибарическое плавление во время адиабатического поднятия к низким давлениям либо в мантийных плюмах, либо в центральных зонах спрединга (Kesson, Ringwood, 1989; Bernstein et al., 1998; Kelemen et al., 1998; Walter, 2003; Herzberg, 2004).

Процессы плавления перидотитов под современными срединно-океаническими хребтами наилучшим образом описываются полибарическим декомпрессионным плавлением во время адиабатического поднятия с постоянным фракционным удалением расплава (например, Johnson et al., 1990). Высокое модалное содержание ортопироксена в кратонных перидотитах большинством исследователей связывается с метасоматическим обогащением богатыми водой расплавами/флюидами, отделявшимися от погружающихся субдуцирующих слэбов (Kesson, Ringwood, 1989; Rudnick, 1994; Kelemen et al., 1998; Simon et al., 2007). На этом основании в работе (Helmstaedt, Gurney, 1995) была предложена гипотеза, согласно которой формирование кратонной СКЛМ происходило в результате повторяющегося складирования (repeated stacking) субдуцирующих океанических слэбов под древнюю континентальную кору. Однако основной критицизм данной модели связан со следующими фактами: 1) отсутствие систематической разницы в возрасте перидотитов с глубиной, 2) отсутствие периодичности в вертикальном распределении эклогитов, 3) обнаружение перидотитов без признаков обогащения ортопироксеном. В настоящее время преобладающими являются две гипотезы: 1) плавление в плюмах при высоких давлениях (8-5 ГПа; например, Pearson et al., 1995a; Griffin et al., 2003), 2) полибарическое плавление во время адиабатического поднятия к низким давлениям либо в мантийных плюмах, либо в центральных зонах спрединга (Kesson, Ringwood, 1989; Bernstein et al., 1998; Kelemen et al., 1998; Walter, 2003; Herzberg, 2004).

1.5. Процессы, модифицирующие состав субконтинентальной литосферной мантии

На протяжении достаточно длительного времени предполагалось, что кратонная алмазоносная литосфера, сформировавшаяся 3 млрд. лет назад, хотя и подвергается разнообразным метасоматическим процессам, имеет практически неизменную мощность с момента ее формирования. Однако, по мере накопления фактических данных по кратонной литосфере и ее модификации в различных геодинамических обстановках, стало очевидным, что кратонная СКЛМ может разрушаться и существенно терять в мощности с полным исчезновением алмазоносного кила. Наиболее наглядно это было продемонстрировано для

Танзанийского кратона, где деплетированная архейская СКЛМ замещалась более молодой и фертильной литосферой с существенным увеличением теплового потока по мере развития Восточно-Африканского рифта и внедрения астеносферной мантии (Rudnick, 1994; Lee, Rudnick, 1999). Другим классическим примером является Сино-Корейский кратон. На основании исследования глубинных ксенолитов из ордовикских кимберлитов и кайнозойских щелочных базальтоидов было установлено, что архейская кратонная СКЛМ потеряла в мощности >120 км (Menzies et al., 1993; Fan et al., 2000). Однако геодинамическая обстановка и процессы, в результате которых мощность литосферы уменьшилась с 200 до 120 км, все еще являются предметом оживленных дискуссий.

На основании данных по мощности литосферы, полученных в результате изучения глубинного ксеногенного материала из девонских и юрских кимберлитов, в пределах северо-восточной части Сибирского кратона также было установлено существенное утонение мощности литосферы с 210-200 км до 120-130 км с потерей ее алмазоносного слоя (Pokhilenko et al., 1999). Утонение литосферы на северо-востоке Сибирского кратона связывается с мощным воздействием мантийного плюма, свидетельством которого являются обширнейшие проявления траппового магматизма с возрастом 250 млн. лет.

Разрушающее воздействие на кратонную СКЛМ может являться следствием различных крупномасштабных геодинамических процессов, таких как рифтинг древних кратонов (Танзания), воздействие объемного траппового магматизма (Сибирские траппы, дайковые рои Маккензи, Канада и Кару, кратон Каапвааль), объемный щелочной магматизм (Китай), карбонатитовый магматизм, субдукционный магматизм на краях кратонов (Каапвааль), реактивация краевых частей древних кратонов при формировании суперконтинентов (ЮЗ Ангола) и другие. В разных геодинамических обстановках и в разных процессах, характер и следствия взаимодействия с вмещающими породами расплавов и флюидов, просачивающихся через кратонную СКЛМ, будут существенно различаться.

Процессы мантийного метасоматического преобразования

В работе часто используется термин "*мантийный метасоматоз*". Под метасоматозом Д.С. Коржинский предлагал понимать "всякое замещение горных пород с изменением химического состава, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в течение процесса замещаемые горные породы все время сохраняют твердое состояние". В данной работе будет использоваться термин *мантийный метасоматоз*, первоначально введенный в середине 70х годов (Lloyd, Bailey, 1975) для обозначения ряда особенностей, сопутствующих щелочному магматизму, когда изучение мантийных ксенолитов приобрело особый интерес у исследователей. С тех пор было проведено

большое количество исследований и показано, что метасоматические изменения мантийных пород широко распространены и имеют большое значение, а термин “мантийный метасоматоз” стал устоявшимся в западной литературе. Некоторые российские исследователи считают, что использование термина “метасоматоз” возможно исключительно только для коровых пород. Ввиду этого был предложен термин “мантийный метасоматоз”, чтобы подчеркнуть действие этого процесса в литосферной мантии. В дополнение к этому, термин будет использоваться только в качестве процесса, обеспечивающего *обогащение* пород литосферной мантии несовместимыми элементами (в противоположность *обеднению*, *деплетированию*). При невозможности точно определить фазовый состав минералообразующей среды, как в зарубежной, так и отечественной литературе используется термин *флюид-расплав* (fluid/melt или fluid-melt).

Термин *модальный метасоматоз* (*modal metasomatism*) был предложен в работе (Harte, 1983) для обозначения процесса, приводящего к образованию новых минеральных фаз. Доусон (Dawson, 1984) впервые использовал термин *скрытый метасоматоз* (*cryptic metasomatism*) для описания изменений в составе минералов, особенно в отношении редких и рассеянных элементов, без возникновения новых фаз. Присутствие клинопироксена и лерцолитового граната в мантийном перидотите является одним из показателей фертильности породы, то есть обогащения ее базальтовыми компонентами (Ca, Al, Fe, Ti, а также редкие элементы и элементы-примеси) в ходе метасоматического процесса, действовавшего на деплетированный гарцбургит-дунитовый протолит. Поскольку такой процесс приводит к образованию новых фаз в породе, он является разновидностью модального метасоматоза; однако новые фазы (клинопироксен и гранат) являются частью обычной для мантийных перидотитов ассоциации. Для подчеркивания характерной особенности такого процесса, а именно появления новых фаз, но типичных для конкретной породы, предложен термин *stealth-metasomatism* (O'Reilly, Griffin, 2013).

За счет отсутствия конвективного переноса тепла, вещество СКЛМ не смешивается и не гомогенизируется, и, таким образом, отражает геохимические, термические и хронологические особенности тех глобальных тектономагматических событий, которые сопровождалась процессами мантийного метасоматоза с участием астеносферных флюидов-расплавов. Участки СКЛМ после своего образования подвергались метасоматическому преобразованию (зачастую многократному), и поэтому имеют сложное геохимическое строение (O'Reilly, Griffin, 2006). Процессы деплетирования, сопровождавшие образование СКЛМ, оставляют характерные геохимические следы в минералах. Самая нижняя часть СКЛМ возле границы с астеносферой является химически активной областью, постоянно взаимодействующей с фертильной конвектирующей мантией, которая является источником флюидов-расплавов, насыщенных

редкими и несовместимыми элементами. Такие метасоматические агенты существенно модифицируют основание СКЛМ, изменяя в том числе и геохимические характеристики минералов.

Ксенокристаллы граната являются важным поставщиком информации о метасоматических преобразованиях в пределах СКЛМ. Состав главных элементов граната отражает парагенезис и тип материнских пород. Тип минерального парагенезиса перидотитового граната может быть установлен на основе содержаний CaO и Cr_2O_3 (Соболев и др., 1969; Sobolev и др., 1973). Важной границей является раздел между лерцолитовым (оливин + ортопироксен + клинопироксен + гранат \pm шпинель) и гарцбургитовым парагенезисом (без клинопироксена). Деплетированные гарцбургит-дунитовые породы СКЛМ содержат ненасыщенный Ca гранат, в то время как для фертильных лерцолитов характерен насыщенный Ca гранат; обогащение Ca достигается за счет равновесия с ассоциирующим клинопироксеном. Субкальциевый высокохромистый гарцбургит-дунитовый пироп, G10 по классификации (Dawson, Stephens, 1975), принадлежит к алмазной ассоциации и является важнейшим индикаторным минералом.

Особенности редкоэлементного состава граната полнее отражают тип парагенезиса, а также характеристики метасоматических преобразований. Низкокальциевые гранаты из деплетированных областей СКЛМ обычно имеют низкие содержания Y, Zr и Ti; однако метасоматические флюиды-расплавы сильно обогащены этими элементами, что приводит к обогащению Y, Zr и Ti гранатов в перидотитах, через которые проходит миграция метасоматического агента. Низкокальциевые гранаты из деплетированных областей СКЛМ также имеют необычные синусоидальные распределения REE, с небольшим содержанием легких и тяжелых REE, однако сравнительно высоким содержанием средних REE (от Nd до Eu). Такое распределение может быть результатом метасоматического воздействия на существовавший ранее, еще более деплетированный гранат (O'Reilly, Griffin, 2013). Альтернативной гипотезой является первичное метасоматическое образование таких гранатов, в результате просачивания флюида-расплава через сильнодеплетированный безгранатовый гарцбургит-дунитовый протолит (O'Reilly, Griffin, 2013).

Гранаты лерцолитового парагенезиса, напротив, обогащены Y, Zr, Ti, и имеют дугообразное (нормальное) распределение REE и обогащены HREE относительно гранатов гарцбургит-дунитового парагенезиса. Это обусловлено метасоматической модификацией граната и коррелирует с общей фертильностью лерцолита по сравнению с деплетированными перидотитами литосферной мантии.

Редкоэлементный состав граната также содержит информацию о типе метасоматоза. Было показано, что негомогенные гранаты из ксенолитов порфирикластических (sheared,

porphyroclastic) высокотемпературных лерцолитов существенно обогащены Y, Zr, Ti и Ga в краевых зонах (Griffin et al., 1989; Smith et al., 1991; Smith et al., 1993). Такой метасоматоз также привносит Ca, Al, Na и P (Smith, Boyd, 1987; Griffin et al., 1989; Smith et al., 1993) и является *высокотемпературным расплавленным метасоматозом (melt metasomatism)* (Рис. 1.10). Напротив, гранаты из ксенолитов низкотемпературных (900-1000°C) грубозернистых флогопитсодержащих перидотитов обнаруживают несколько другие геохимические характеристики: они обогащены Zr, при пониженных или средних содержаниях Ti. Такой метасоматоз приводит к ярко-выраженной зональности гранатов, которые имеют ядра, характерные для гарцбургит-дунитового парагенезиса, и краевые части, характерные для лерцолитового парагенезиса (Shee et al., 1993; Shimizu et al., 1993; Griffin et al., 1999b). Такой тип метасоматоза является *флогопитовым* (Рис. 1.10).

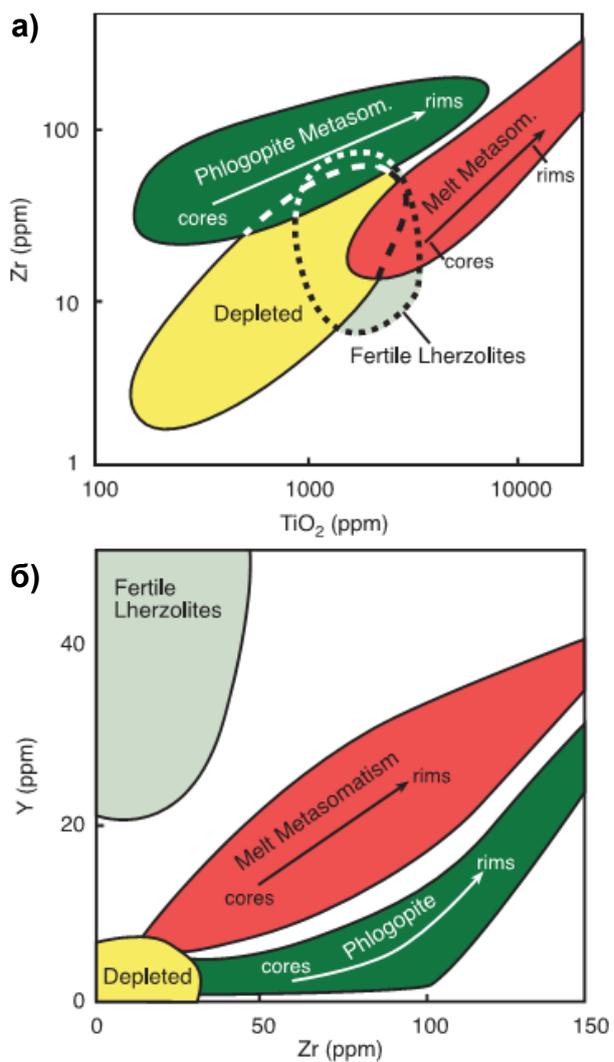


Рис. 1.10. Классификационные диаграммы TiO_2 -Zr (а) и Y-Zr (б) для хромистых пиропов по (Griffin, Ryan, 1995, 1996; Griffin et al., 2002a) с выделением полей пиропов из фертильных, деплетированных и метасоматизированных перидотитов.

1.6. Основные этапы формирования и метасоматической модификации литосферной мантии Сибирского кратона

В настоящее время предпочтительной является точка зрения, что современная структура Сибирского кратона сформировалась в результате палеопротерозойской (~1,9 млрд. лет) коллизии индивидуальных архейских блоков и/или террейнов (Rosen et al., 1994; 2005b; Розен и др., 2002). Формирование первой коры и СКЛМ в индивидуальных террейнах Сибирского кратона происходило в раннем архее в интервале с 3,6 до 2,9 млрд. лет (Griffin et al., 2002b). Цирконы из коровых породных ассоциаций Сибирского кратона обнаруживают палеоархейские U-Pb возраста в пределах Анабарского щита и в Алдано-Становом супертеррейне. Однако же U-Pb возраста для цирконов из коровых ксенолитов и из концентрата тяжелой фракции кимберлитов и других глубинных магматических пород крайне редко дают палеоархейские возраста и обнаруживают два главных возрастных пика в ~2,7 и ~1,9 млрд. лет. Тем не менее, палеоархейский этап формирования коры для этих цирконов фиксируется по $T_{DM}(Hf)$ и $T_{MA}(Hf)$ возрастам, что свидетельствует о значительной переработке фундамента Сибирской платформы в области распространения кимберлитов в этапы ~2,7 и ~1,9 млрд. лет. С этапом 2,7 млрд. лет коррелирует ранний гранулитовый метаморфизм и образование гранитов. По мнению Розена О.М. этот возрастной этап связан с этапом коллизии крупных континентальных масс и образования суперконтинента. Разрушение этого микроконтинента произошло ~2,1 млрд. лет назад и финальная амальгамация отдельных блоков/террейнов в современную структуру произошла на рубеже ~1,8 млрд. лет. В это время также фиксируется ареальный гранулитовый метаморфизм и анатектическое выплавление гранитоидов вдоль сутурных зон (Rosen et al., 2005a).

Для Мирнинского кимберлитового поля проводилось изотопное датирование ксенолитов перидотитов и эклогитов (Pearson et al., 1995b), минеральных включений сульфидов в алмазах (de Vries et al., 2013) и пирропах (Malkovets et al., 2012). Результаты изотопного Rb-Sr, Sm-Nd, Re-Os исследования ксенолитов перидотитов из трубок Мир (Мирнинское поле) и Удачная (Далдынское поле) показали, что с момента стабилизации в архее (~3,5 млрд. лет) и до момента внедрения алмазоносных кимберлитов (~360 млн. лет), литосферная мантия Сибирского кратона подвергалась многократному метасоматическому преобразованию (Pearson et al., 1995b). Датирование ксенолитов перидотитов из трубки Мир методом Sm-Nd минеральной изохроны дало достаточно значительный разброс датировок от 2038 до 913 млн. лет (Pearson et al., 1995b; Zhuravlev et al., 1991; McCulloch, 1989). При этом необходимо отметить, что возраста, полученные методом Rb-Sr минеральной изохроны, для тех же самых образцов существенно отличаются: M42-72 - Sm/Nd - 2038±31 млн. лет, а Rb/Sr - 1351±51 млн. лет; M48-72 - Sm/Nd - 1157±18 млн. лет, а Rb/Sr - 4026±183 млн. лет (Pearson et al., 1995b). Это может

свидетельствовать либо о разных температурах закрытия изотопных Sm-Nd и Rb-Sr систем, либо о более поздних наложенных метасоматических процессах, которые существенно модифицировали изотопные системы в образцах с момента их образования.

In situ Re–Os датирование минеральных включений сульфидов в ксенокристаллах магнезиального оливина из концентрата трубки Удачная показало, что частичное плавление кратонной СКЛМ происходило в интервале 3,6–2,9 млрд. лет (Griffin et al., 2002b). In situ Re–Os датирование минеральных включений сульфидов в алмазах из трубки Удачная дало две возрастных датировки: $3,5 \pm 0,3$ и $3,1 \pm 0,3$ млрд. лет (Pearson et al., 1999). Однако валовое Re–Os датирование ксенолитов перидотитов из трубки Удачная дало гораздо более молодые (палеопротерозойские) возраста от $\sim 0,9$ до $\sim 2,2$ млрд. лет (Ionov et al., 2015). Необходимо отметить, что к результатам валового Re–Os датирования перидотитов необходимо относиться крайне осторожно. Re и Os содержатся преимущественно в сульфидных минералах, в ПГМ и в интерметаллидах. Перидотиты СКЛМ с момента стабилизации литосферы отдельных архейских террейнов Сибирского кратона подвергались неоднократной метасоматической модификации. Сульфиды являются составной частью мантийных метасоматических ассоциаций и, как это было многократно показано ранее, мантийные перидотиты могут содержать несколько генераций сульфидов, отличающихся по времени их формирования и по содержанию ПГЭ, Re и Os (Alard et al., 2002). Вследствие этого, валовые Re–Os возраста представляют собой некие средние значения, которые могут не иметь реального геологического смысла. Тем не менее, для валовых проб перидотитов многие авторы рассчитывают T_{RD} модельные возраста, которые представляют собой минимальный возраст перидотитов (Walker et al., 1989).

Re–Os датирование сульфидов в алмазах из трубок Мир и им. XXIII съезда КПСС обнаружило два возрастных этапа их формирования: $\sim 2,1$ – $1,8$ и $\sim 1,0$ – $0,9$ млрд. лет (de Vries et al., 2013).

In situ Re–Os датирование сингенетичных минеральных включений сульфидов в хромистых пиропсах из концентрата тяжелой фракции трубок Мир и Интернациональная также свидетельствует о неоднократном проявлении процессов мантийного метасоматоза в литосферной мантии под Мирнинским полем (Malkovets et al., 2012). В частности, выделяются два главных возрастных этапа: $\sim 2,7$ и $\sim 1,9$ млрд. лет. Наиболее ярко проявленный первый этап соответствует времени интенсивной переработки фундамента Мархинского террейна и совпадает с одним из основных планетарных этапов образования земной коры. Менее ярко проявленный второй этап соответствует времени амальгамации отдельных террейнов в современную структуру Сибирского кратона (Rosen et al., 1994).

1.7. **Метасоматические высокотитанистые оксиды в мантийных ксенолитах из кимберлитов и других глубинных пород**

Породообразующие и акцессорные минералы-оксиды широко распространены во всех оболочках Земли. В верхней мантии по объему оксиды не могут конкурировать с силикатами и занимают сильно подчиненное положение, однако широкие вариации химического состава и типов ассоциации обуславливают исключительную важность оксидов в качестве петрогенетических индикаторов. Оксиды зачастую весьма чувствительны к целому ряду факторов, таких как температура, давление, фугитивность кислорода, состав породы или среды образования в целом. Поэтому оксиды могут регистрировать эпизоды частичного плавления, степень выплавки и эпизоды последующей метасоматической проработки (Haggerty, 1991).

В 70х годах прошлого века новаторская работа (Lloyd, Bailey, 1975) привела к целенаправленному изучению процессов мантийного метасоматоза. В результате было выделено 4 группы экзотических высокотитанистых оксидов, обогащенных HFSE и LILE: 1) минералы группы кричтонита; 2) минералы группы магнетоплюмбита; 3) минералы группы армалколита; 4) рутил. Шпинель и ильменит являются типичными ассоциирующими минералами и играют важную роль, например, как затравка для кристаллизации или как продукты реакций; ильменит также может быть непосредственно метасоматическим (Haggerty, 1991).

Минералы группы кричтонита – сложные высокотитанистые оксиды с общей формулой $^{XII}A^{VI}B^{VI}C_{18}^{IV}T_2O_{38}$ (римскими цифрами указаны координационные числа), где $^{XII}A = K, Ba, Sr, Ca, Na, La, Ce, Pb$; $^{VI}B = Mn, Y, U, Fe, Zr, Sc$; $^{VI}C_{18} = Ti, Fe, Cr, Nb, V, Mn, Al$; $^{IV}T_2 = Fe, Mg, Mn, Zn$. В настоящее время группа включает 15 утвержденных минеральных видов, а разделение минералов внутри группы основано на доминирующих катионах в позициях А и В. Составы минералов группы варьируют в широких пределах (только Ti и Fe представлены во всех изученных мировых образцах), но их характерной особенностью является обогащение несовместимыми элементами, такими как крупноионные литофильные (LILE), высокозарядные (HFSE), легкие редкоземельные (LREE) элементы, а также U и Th. Минералы группы кричтонита встречаются в широком спектре пород различного генезиса (магматических, метасоматических, метаморфических), как правило, в акцессорных количествах. Значительный интерес представляют находки минералов группы кричтонита в породах субконтинентальной литосферной мантии, в которых позиция А занята в основном K, Ba, Sr, Ca, Na, LREE. Большинство изученных минералов группы кричтонита из литосферной мантии представлены серией LIMA (линдслейит–матиасит, члены группы с Ba и K в виде доминирующих катионов позиции А соответственно).

Минералы группы магнетоплюмбита – сложные высокотитанистые оксиды с общей формулой $AB_{12}O_{19}$. Магнетоплюмбит ($PbFe_{12}O_{19}$) – редкий скарновый минерал. В настоящее время группа включает 10 утвержденных видов. В субконтинентальной литосферной мантии встречаются, по аналогии с серией LIMA, минералы серии YINA (именгит-хоторнеит, члены группы с K и Ba в виде доминирующих катионов позиции A соответственно).

Армалколит представляет собой промежуточный член ряда твердых растворов (Mg, Fe) Ti_2O_5 - $FeTi_2O_5$ (псевдобрукит); чисто магниальный член группы в природе не встречается.

1.8. Обзор находок высокотитанистых оксидов в субконтинентальной литосферной мантии

Мантйные ксенолиты из кимберлитов и других глубинных пород

Минералы-оксиды, встреченные в виде включений в гранатах из трубки Интернациональная, изучены в образцах из литосферной мантии достаточно подробно вне непосредственной ассоциации с гранатом. Это обстоятельство позволяет привлекать широкий набор специальной литературы для ознакомления с характерными особенностями этих минералов, парагенетической предрасположенностью и, что особенно важно, для сравнения.

Рутил и ильменит в породах СКЛМ характерны для эклогитов и включений в эклогитовых алмазах (Sobolev, Yefimova, 2000; Sobolev et al., 1997; Zack et al., 2002; Sobolev et al., 2011); рутил является главным концентратором HFSE-элементов в эклогите (Rudnick et al., 2000). Рутил и ильменит типичны для ксенолитов метасоматизированных перидотитов в кимберлитах ЮАР (Jones et al., 1982; Haggerty, 1991; Tollo, Haggerty, 1987; Schulze, 1990; Konzett et al., 2013) и для ксенолитов метасоматической ассоциации MARID в кимберлитах ЮАР (Dawson, Smith, 1977; Kramers et al., 1983; Choukroun et al., 2005; Downes et al., 2007). Рутил и ильменит являются характерными минералами и других, более “локальных” мантйных метасоматических ассоциаций, таких как IRPS (ильменит-рутил-флогопит-шпинель-сульфиды; Harte et al., 1987) и PRAIS (те же + армалколит; Erlank et al., 1987). За исключением эклогитового парагенезиса, рутил в мантйных ксенолитах часто ассоциирует с флогопитом, или флогопитом и амфиболом (Haggerty, 1991). Рутил и ильменит известны в пироксенитах (Downes, 2007), ильменит характерен для мегакристовой ассоциации (Pasteris, 1981). Рутил и ильменит широко распространены в ксенолитах метасоматизированных перидотитов шпинелевой фации глубинности из щелочных базальтов (Ionov et al., 1999; Kalfoun et al., 2002; Gregoire et al., 2002; Litasov et al., 2006). Известно включение рутила в алмазе перидотитового парагенезиса из кимберлитовой трубки Мир (Sobolev, Yefimova, 2000; Malkovets et al., 2016).

Значительный интерес представляют находки минералов группы кричтонита в породах СКЛМ. Большинство изученных минералов группы кричтонита из СКЛМ представлены серией

LIMA (линдслейит–матиасит, члены группы с Ва и К в виде доминирующих катионов позиции А соответственно, Zr в позиции В). Минералы LIMA широко описаны в метасоматизированных мантийных ксенолитах и концентрате тяжелой фракции кимберлитов ЮАР (трубки Де Бирс, Ягерсфонтейн, Колонкванен, Бултфонтейн и др.) (Jones et al., 1982; Haggerty et al., 1983; Haggerty, 1991; Konzett et al., 2000; Konzett et al., 2013; Giuliani et al., 2014; Griffin et al., 2014). Матиасит и ловерингит встречены в метасоматизированных ксенолитах в кимберлитоподобных породах щелочной интрузии Лимейра 1, магматическая провинция Альто Паранаиба, Бразилия (Almeida et al., 2014). Зерно матиасита обнаружено в кимберлитовой жиле, провинция Шаньдун, Китай (Zhou et al., 1984). Известны включение линдслейита в алмазе из трубки Интернациональная (Соболев и др., 1988) и включение сложного титаната, похожего на минерал группы кричтонита, в алмазе из трубки Спутник (Sobolev et al., 1997).

Минерал шриланкит разнообразен в проявлениях, хотя известно всего несколько находок шриланкита в мире: первоначально в гальке россыпей на о. Шри-Ланка (Willgallis et al., 1983); в виде включений в гранатах из лампрофировой трубки Ягодка (Костровицкий и др., 1993) и ультрамафической диатремы кластера Гарнет Ридж, США (Wang et al., 1999); в коровом мафическом гранулите Линдас Наппе, Норвегия (Bingen et al., 2001); в габбровой жиле, секущей серпентинизированный перидотит, из разлома Атлантис II, пересекающего Юго-западный Индийский срединно-океанический хребет (ЮЗИХ) (Morishita et al., 2004); как включение в рутиле из ксенолита роговика в нефелиновом сиените, Хибины, Россия (Yakovenchuk et al., 2005); как включения в рутиле из горнблендитового блока в серпентинизированном и амфиболизированном перидотите Ильмено-Вишневогорского комплекса (ИВК), Урал (Korinevsky, Vlinov, 2016).

Армалколит первоначально был обнаружен в образцах высокотитанистых лунных базальтов, полученных в ходе первой высадки на Луну в ходе экспедиции Аполлона-11, а после и в верхнемантийных метасоматизированных ксенолитах (Haggerty, 1983; Haggerty et al., 1983; Jaques et al., 1989; Jaques et al., 1990). Известны находки армалколита в лампрофирах и лампроитах (Haggerty, 1987; Bowles, 1988). Армалколит обычно нарастает на минералы серии LIMA, ильменит и рутил (Haggerty, 1991).

Минералы группы магнетоплюмбита не известны в пиробазах, хотя минералогически и геохимически сходны с минералами группы кричтонита. Именгит впервые был обнаружен в концентрате тяжелой фракции кимберлита в провинции Шаньдун, Китай, в ассоциации с магнезиальным хромитом (Dong et al., 1984). Позднее именгит был найден в кимберлитовом силле, провинция Боливар, Венесуэла, также в ассоциации с Mg-хромитом (Nixon, Condliffe, 1989). Хоторнеит, бариевый аналог именгита, обнаружен в ксенолите сильно метасоматизированного гарцбургита из трубки Бултфонтейн (ЮАР), в ассоциации с Mg-

хромитом, линдслейитом, хромистым пикроильменитом и хром-ниобиевым рутилом (Haggerty et al., 1989). Известна находка именгита в перидотитовом алмазе в ассоциации с хромитом из кимберлита Сесе, Зимбабве (Bulanova et al., 2004).

Включения в гранатах

Фактически пироп (без привязки к конкретному парагенезису) может содержать в виде включений достаточно широкий спектр минералов, разнообразных по минеральной принадлежности, химическому составу, морфологии и генезису. В минералогическом отношении включения в мантийных гранатах начали интересовать исследователей еще достаточно давно, в 60-е и 70-е годы 20 века. В работах А.П. Бобриевича с соавторами упоминалось присутствие в хромистых гранатах хромшпинелида, хромдиопсида, пикроильменита и игольчатых включений (Бобриевич и др., 1959; 1964). В пироплах Чешского (Богемского) массива диагностированы включения циркона, хромдиопсида, рутила и слюды (Bauer, 1966). Установлены включения дистена (Sobolev et al., 1968) и сульфидов (Вахрушев, Соболев, 1971). Наличие включений сфена предполагает Н.В. Соболев с соавторами (Соболев и др., 1973). В пироплах из дайки Мозес Рок (штат Юта, США) описаны включения оливина, клино- и ортопироксена, титанклиногумита, ильменита, рутила, слюды (McGetchin, Silver, 1970). У. Гриффином с соавторами описаны игольчатые включения рутила в эклогитовых гранатах (Griffin et al., 1971). Исследованы включения алмаза в пиропе (Соболев и др., 1986а; Барашков, Зудин, 1997). В ходе изучения минералогии включений в пироплах из якутских кимберлитовых тел, в виде включений обнаружены хромшпинелид, рутил, оливин, клинопироксен, сульфиды, пикроильменит, слюда и пироп в пиропе (Афанасьев и др., 2001). Обнаружены и флюидные включения (Боткунов и др., 1987, Крот и др., 1993; Прокофьев и др., 2008).

Настоящей работе в минералогическом отношении наиболее близок ряд исследований, проведенных Д.А. Варламовым, В.К. Гараниным и С.И. Костровицким (Костровицкий, Гаранин, 1992; Костровицкий и др., 1993; Варламов и др., 1993; 1995). В результате минералогического изучения твердофазных включений в гранатах лерцолитового и эклогитового парагенезисов, извлеченных из концентрата трубок Интернациональная и Сытыканская, а также лампрофировой трубки Ягодка и дайки Алданская, были обнаружены включения широкого спектра высокотитанистых оксидов: рутил, пикроильменит, армалколит, а также минералы группы кричтонита, шриланкит и неопределенный цирконий-железо-титанистый минерал. Данный цикл работ послужил хорошей минералогической основой для дальнейших мировых исследований (пусть и немногочисленных), а достоверные находки

шриланкита, армалколита и минералов группы кричтонита в гранатах были описаны впервые в мире.

В самом конце XX века, в работе (Wang et al., 1999) исследователи провели комплексный анализ различных включений в пиропе, но основное внимание было уделено оксидам. Ксенокристаллы лерцолитовых гранатов, использованные в работе (Wang et al., 1999), вынесены из литосферной мантии ультрамафической диатремной кластера Гарнет Ридж (штат Аризона, США). Исследователи условно выделили два типа игольчатых включений. К первому типу относятся очень тонкие иголки порядка 1 мкм в диаметре; второй тип представлен более объемными образованиями. Характерно, что игольчатые включения второго типа часто представлены полифазными включениями.

Наиболее распространенными включениями среди подобного рода удлиненных образований являются включения рутила. Ильменит представлен в отдельных включениях, часто прорастает рутилом, может также сосуществовать с шриланкитом, минералом группы кричтонита, шпинелью и силикатами. В пиропе Гарнет Ридж также достаточно широко распространены минералы группы кричтонита. В рамках рассмотрения данной работы нужно отметить и находку нового минерала – кармайклита с теоретической формулой $MO_{2-x}OH_x$, где позицию М занимают Ti, Cr, Al и Mg. Кармайклит ассоциирует с рутилом и/или шриланкитом. Особенностью состава кармайклита является также высокое содержание воды (5-6 мас.% H_2O). По мнению авторов, минералы кричтонитовой группы являются продуктом мантийного метасоматоза и важными геохимическими концентраторами LILE, HFSE, REE. Особенности состава комплексных включений и высокотитанистых оксидов позволяют предположить, что их обогащение несовместимыми элементами связано с процессом мантийного метасоматоза, который обогащает деплетированную мантию под Колорадским плато несовместимыми элементами. В целом, эволюцию источника можно описать в виде двух важнейших стадий: сначала происходит деплетирование мантийной области главными и несовместимыми редкими элементами в результате экстракции расплавов, а затем – ее обогащение несовместимыми элементами при метасоматическом преобразовании, что и выражается в данном случае в виде образования упомянутых фаз в пиропе.

В 2008 году вышла весьма похожая на статью (Wang, 1999) по тематике содержания работа (Vrana, 2008), но в данном случае материал представлен пиропами из гранатовых перидотитов участка Чешского (Богемского) массива в окрестностях г. Колин, Чехия. В виде включений обнаружены уже упоминавшиеся минералы, такие как пикроильменит, рутил, шпинель. Минеральная ассоциация весьма похожа на группу включений из пиропов кимберлитовых трубок и ультрамафических диатрем (Костровицкий, Гаранин, 1992; Костровицкий и др., 1993; Варламов и др., 1993; 1995; Wang et al., 1999; Резвухин и др., 2016а,

2016б), в частности трубки Интернациональная, хотя ряд особенностей, в основном это особенности химического состава, отличается. Также было обнаружено одно зерно минерала, по составу соответствующего минералу группы кричтонита, однако за неимением других зерен и информации о структуре минерала, автор оставил принадлежность минерала к группе кричтонита под вопросом. Помимо вышеперечисленных оксидов, которые предварительно можно охарактеризовать как классические минеральные виды в виде включений в верхнемантийных пиробазах, были диагностированы сопутствующие минералы: оливин, энстатит, паргасит, флогопит, магнезит, сульфиды и апатит.

Наконец, в работе (Ziberna et al., 2013) сообщается о включении минерала группы кричтонита в пиропе из кимберлитовой трубки Загадочная.

Таким образом, в хромистом пиропе в виде включений наиболее распространены такие минералы-оксиды как рутил, пикроильменит, шпинель и минералы группы кричтонита; менее характерны шриланкит, армалколит, кармайклит и прочие экзотические минералы.

Анализ литературы показывает, что в ксенолитах метасоматизированных перидотитов и в виде включений в пиропе, высокотитанистые оксиды часто ассоциируют друг с другом, реже с силикатами. Характерно, что почти все пиропы с включениями высокотитанистых оксидов являются лерцолитовыми, в то время как в деплетированных гарцбургит-дунитовых пиробазах метасоматические фазы не встречены (Рис. 1.11). Для таких пиропов наиболее характерным типом включений является хромит.

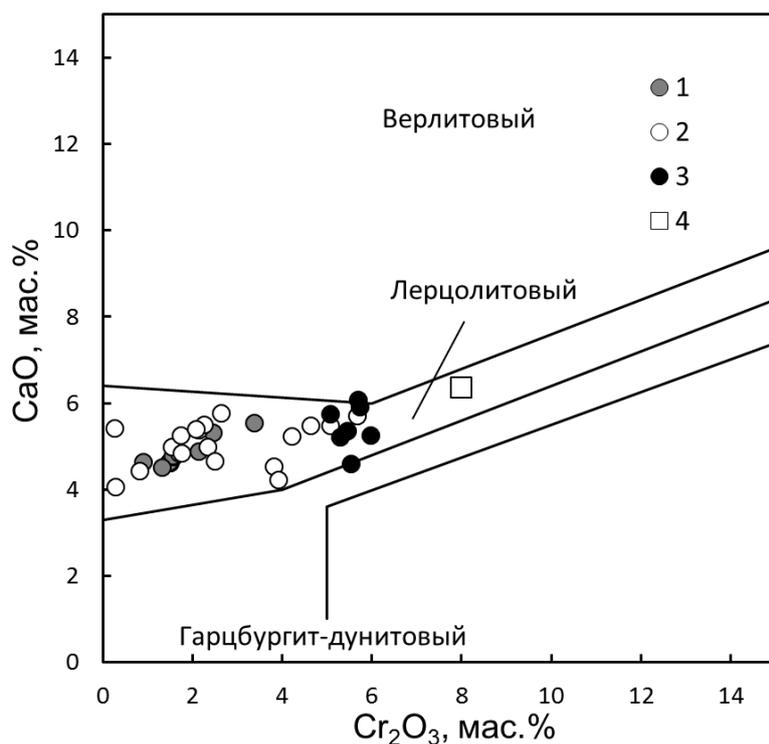


Рис. 1.11. Диаграмма CaO – Cr₂O₃ по (Соболев и др., 1969; Sobolev et al., 1973) для пиропов лерцолитового парагенезиса с включениями высокотитанистых оксидов. 1 – пиропы из Богемского массива, Колин, Чехия (Vrana, 2008); пиропы из ультраосновных брекчий диатремы Гарнет Ридж, Аризона, США (Wang et al., 1999); 3 – пиропы из дайки Алданская, Сибирский кратон (Костровицкий, Гаранин, 1992), 4 – пироп из кимберлитовой трубки Загадочная, Сибирский кратон (Ziberna et al., 2013).

ГЛАВА 2: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1. Краткий очерк геологического строения и особенностей коренной алмазоносности Якутской кимберлитовой провинции

Якутская кимберлитовая (алмазоносная) провинция занимает северо-восточную часть Сибирской платформы и является одной из крупнейших алмазоносных провинций мира. С юга на север провинция протянулась примерно на 1500 км от Малоботуобинского района почти до моря Лаптевых и с запада на восток на 1000 км от Харамайского поля в Красноярском крае до р. Лены. На севере и востоке границами провинции, как и платформы, служат Лено-Анабарский и Ангаро-Виллюйский прогибы, на юго-востоке Виллюйская синеклиза и Ангаро-Виллюйский прогиб. На западе границу с меньшей определенностью проводят по восточному склону Тунгусской синеклизы. Ограниченная таким образом Якутская кимберлитовая провинция точно совпадает с областью Анабарского гравитационного максимума, что, в общем, согласуется с преобладанием здесь структур поднятий. Из крупных платформенных структур, охватываемых провинцией, прежде всего, стоит назвать Анабарский щит на северо-западе и Оленекское поднятие на северо-востоке вместе с разделяющей их Суханской впадиной и Сюгджерской (Ботуобинской) седловиной. Вся эта территория, за исключением Анабарского кристаллического щита, покрыта достаточно мощным (от 2-2,5 до 12-14 км) чехлом преимущественно терригенно-карбонатных пород верхнего протерозоя и нижнего палеозоя: ордовика и силура на юго-западе и кембрия на всей остальной площади (Харькив и др., 1998). Якутская алмазоносная провинция относится к наиболее стабильному ядру платформы, тектонически слабо дислоцированному и с наименьшими мощностями вулканогенно-осадочного чехла (Колганов, Акишев, 2011).

Особенности геологического строения алмазоносной области Западной Якутии и, в частности, особенности размещения в ее пределах коренных и россыпных месторождений алмазов, тесно связаны с геологическим строением и геологической историей Сибирской платформы (кратона) в целом (Бобриевич и др., 1959). Современная структура Сибирского кратона сформирована в результате палеопротерозойской амальгамации отдельных архейских террейнов (Rosen et al., 1994; Smelov, Timofeev, 2007) (Рис. 2.1.).

В результате проведенных поисковых работ в 1954-1957 гг., на территории Якутской АССР была найдена обширная провинция распространения типичных кимберлитов. В течение последующих шестидесяти лет было выявлено около 1300 кимберлитовых трубок, дайкоподобных тел и жил. Кимберлитопроявления образуют площадные сообщества сближенных во времени и пространстве тел, получивших названия кимберлитовые поля. Все кимберлитовые тела располагаются в пределах 25 кимберлитовых полей, которые обычно

объединяют в восемь более или менее обособленных районов (Харькив и др., 1998; Колганов, Акишев, 2011). Все кимберлитовые поля с высокопродуктивными алмазоносными трубками находятся в южной части провинции. Здесь выделяются Мирнинское, Накынское, Алакит-Мархинское, Далдынское и Верхне-Мунское поля, включающие все известные коренные месторождения алмазов Якутии (Колганов, Акишев, 2011; Зинчук и др., 2010).

Пространственно кимберлиты локализованы в пределах архейских и архейско-нижнепротерозойских ядер-кратонов, обладающих консолидированной корой, мощной и относительно жесткой литосферой и низкоградиентными тепловыми потоками (Clifford, 1966; Колганов и Акишев, 2011). Роль структурно-тектонического фактора в формировании месторождений алмазов Сибирской платформы, по-видимому, очень велика. Геологически кимберлитовые поля приурочиваются обычно к зонам сопряжения крупных тектонических элементов Сибирской платформы (Бобриевич и др., 1959). Так, Мирнинское, Накынское, Далдынское и Алакит-Мархинское кимберлитовые поля расположены в области сопряжения двух крупных мегаблоков Сибирской платформы – Анабарского и Тунгусского (Колганов, Акишев, 2011).

Выделяют четыре эпизода активизации кимберлитового магматизма в палеогеологической истории Якутской алмазоносной провинции: силурийско-раннедевонский (~420-400 млн. лет), позднедевонский (~360 млн. лет), триасовый (~235 млн. лет) и юрский (~150 млн. лет) (Агашев и др., 2004; Дэвис и др., 1980; Griffin et al., 1999; Kinny et al., 1997; Sun et al., 2014; Колганов, Акишев, 2011). Алмазоносные кимберлитовые тела относятся, как правило, к позднедевонскому эпизоду внедрения (~360 млн лет), с которым связана значительная часть кимберлитопроявлений Мирнинского, Накынского, Далдынского, Алакит-Мархинского полей и, в частности, все промышленно алмазоносные тела.

В настоящее время ряд месторождений в пределах Якутской алмазоносной провинции готовы к эксплуатации (трубки Краснопресненская, Комсомольская, Дальняя, Иреляхская, Заполярная, Новинка, Комсомольская-Магнитная, Поисковая и др.). В то же время западная часть Сибирской платформы изучена на алмазы очень слабо (Зинчук и др., 2010). Велика вероятность обнаружения новых высокоперспективных алмазоносных кимберлитовых тел, сформировавшихся в различные эпохи кимберлитообразования.

2.2 Мирнинское кимберлитовое поле

Мирнинское кимберлитовое поле включает в себя семь кимберлитовых трубок и две дайки и относится к категории полей с низким количеством кимберлитовых тел. Пять кимберлитовых трубок содержат экономически значимые содержания алмазов: Мир, Интернациональная, им. XXIII съезда КПСС, Спутник, Дачная. По соотношению алмазоносных

к неалмазоносным телам Мирнинское поле, наряду с Накынским, относится к числу уникальных. Кимберлитовые тела Мирнинского поля относятся к высокопродуктивным с высоким содержанием алмаза: Интернациональная – 8,53 карат/т, Мир – 3,43 карат/т, им. XXIII съезда КПСС – 4,5 карат/т, Спутник – 0,65 карат/т, Дачная – 1,4 карат/т, Таежная – 0,22 карат/т.

Известные в пределах поля кимберлитовые трубки и дайки приурочены к трем разломам. В зоне Западного разлома локализованы трубки Таежная, Амакинская, им. XXIII съезда КПСС, дайка А-21, а также серии даек, сочленяющиеся с этими трубками. Трубка Интернациональная с системой даек расположена в 3 км от осевой линии Западного разлома и, видимо, связана с самостоятельным Кюэляхским разломом. В зоне Параллельного разлома размещаются трубки Мир, Спутник, Дачная, а также дайки, сопровождающие эти трубки. Судя по геофизическим аномалиям и данным бурения, все субмеридиональные разломы Виллюйско-Мархинской тектонической зоны принадлежат к разломам закрытого или полузакрытого типа. Верхние кромки выполняющих их трапповых даек расположены на глубинах от 200 до 450 м. Верхнекембрийские и ордовикские осадочные отложения в зонах разломов прорываются лишь туфовыми трубками и местами мелкими апофизами даечных тел (Харькив и др., 1998).

Кимберлитовые трубки Мир, Спутник, Амакинская отпрепарированы эрозией и выходят на дневную поверхность, прорывая и верхнекембрийские, и ордовикские осадочные отложения. В отличие от них, кимберлитовые трубки им. XXIII съезда КПСС, Интернациональная, Дачная полностью, а трубка Таежная частично, перекрыты кластическими отложениями нижней юры мощностью от первых метров до 12-19 м (Харькив и др., 1998). В пределах Мирнинского поля также обнаружено большое количество аномалий центрального типа, при заверке которых было установлено, что они связаны с трубочными телами щелочнобазальтового состава (Тронева и др., 1979).

Кимберлиты Мирнинского поля подвергались интенсивным постмагматическим преобразованиям. Вследствие этого, находки свежих и неизмененных ксенолитов мантийных перидотитов исключительно редки. Основная информация о составе и строении кратонной СКЛМ под Мирнинским полем была получена при исследовании алмазов, пиропов, цирконов и их минеральных включений, а также других минералов-индикаторов кимберлитов.

2.3. Геологическое строение и алмазоносность трубки Интернациональная

По данным (Харькив и др., 1998; Колганов, Акишев, 2011)

Кимберлитовая трубка Интернациональная была открыта в 1969 г. Кимберлитовое тело расположено в 16 км к юго-западу от трубки Мир на правом берегу р. Ирелях. По данным аэромагнитной съемки, кимберлитовая магма трубки внедрилась в осевую зону Кюэляхского разлома. Трубка сопровождается системой даек, ориентированных в северо-восточном, северо-западном и почти меридиональном направлениях.

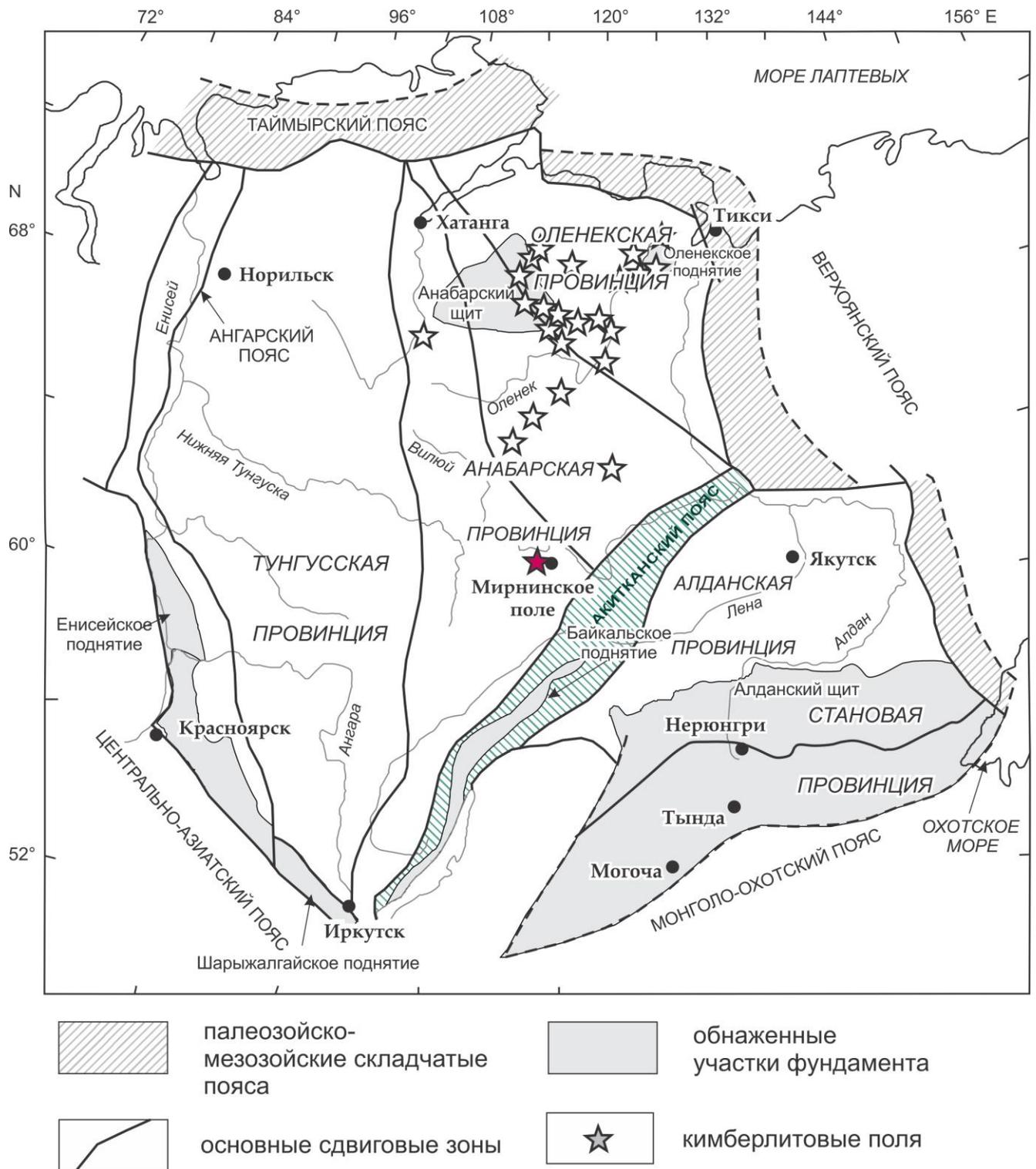


Рис. 2.1. Карта Сибирского кратона. Звездочками отмечены кимберлитовые поля. По (Rosen et al., 1994).

На поверхности трубка Интернациональная имеет форму неправильного овала, вытянутого на северо-запад. До глубины 125 м она представляет собой воронкообразное, а на нижележащих горизонтах – практически цилиндрическое рудное тело с почти вертикальными контактами (Рис. 2.2 а, б). Площадь поперечного сечения в верхней части составляет ~13 тыс. м², а на нижележащих разведанных горизонтах изменяется от 2,8 до 4,3 тыс. м².

Контакты рудного тела с вмещающими породами имеют четко выраженные волнистые контуры. Трубка прорывает горизонтально-залегающие терригенно-карбонатные породы нижнего ордовика и кембрия, и перекрывается маломощными (до 3-10 м) нижнеюрскими отложениями. Кембрийские отложения, развитые в пределах разведанной части месторождения, представлены осадками нижнего кембрия (толбачанская, олекминская, чарская и харьялахская свиты) и четырьмя свитами среднего-верхнего кембрия (ичерская, метегерская, верхоленская и холомолохская). Отложения нижнего ордовика представлены усть-кутской свитой.

Среднепалеозойский возраст внедрения трубки типичен для большинства алмазоносных тел Якутской кимберлитовой провинции и составляет ~360 млн. лет по данным U-Pb датирования цирконов (Дэвис и др., 1980), и 368 ± 11 млн. лет по данным метода треков в цирконе (Комаров, Илупин, 1990).

В верхних горизонтах трубки обособляются два типа пород – кимберлитовые брекчии, которые резко преобладают (около 99%), и массивные кимберлиты. В кимберлитовых брекчиях псевдоморфозы серпентина и кальцита по оливину, относительно редкие зерна пирропа, хромшпинелида, пикроильменита и хромдиоксида сцементированы карбонат-серпентиновым агрегатом. Из ксенолитов распространены обломки карбонатных пород нижнего палеозоя (5-15 %); в небольших количествах присутствуют включения траппов; обнаружены единичные обломки кристаллических сланцев фундамента платформы. Повышенное количество ксенолитов карбонатных пород (40-60 %) фиксируется в приконтактной зоне, особенно на участках пологого залегания контактов.

Характерной особенностью кимберлитов верхних горизонтов трубки (до глубины 370 м) является относительно высокое содержание примеси терригенного материала вмещающих пород.

С глубиной строение кимберлитового тела усложняется; здесь выделяются кимберлиты трех фаз внедрения, мало различающиеся между собой по строению, составу и алмазоносности.

Значительный объем кимберлитовых пород на глубоких интервалах трубки приходится на автолитовые брекчии, сложенные округлыми, овальными обособлениями кимберлита ранней генерации (лапилли). Автолиты имеют обычно более мелкопорфировую структуру, чем вмещающие кимберлиты, доля оливина в них значительно ниже, чем в цементе. Ядра

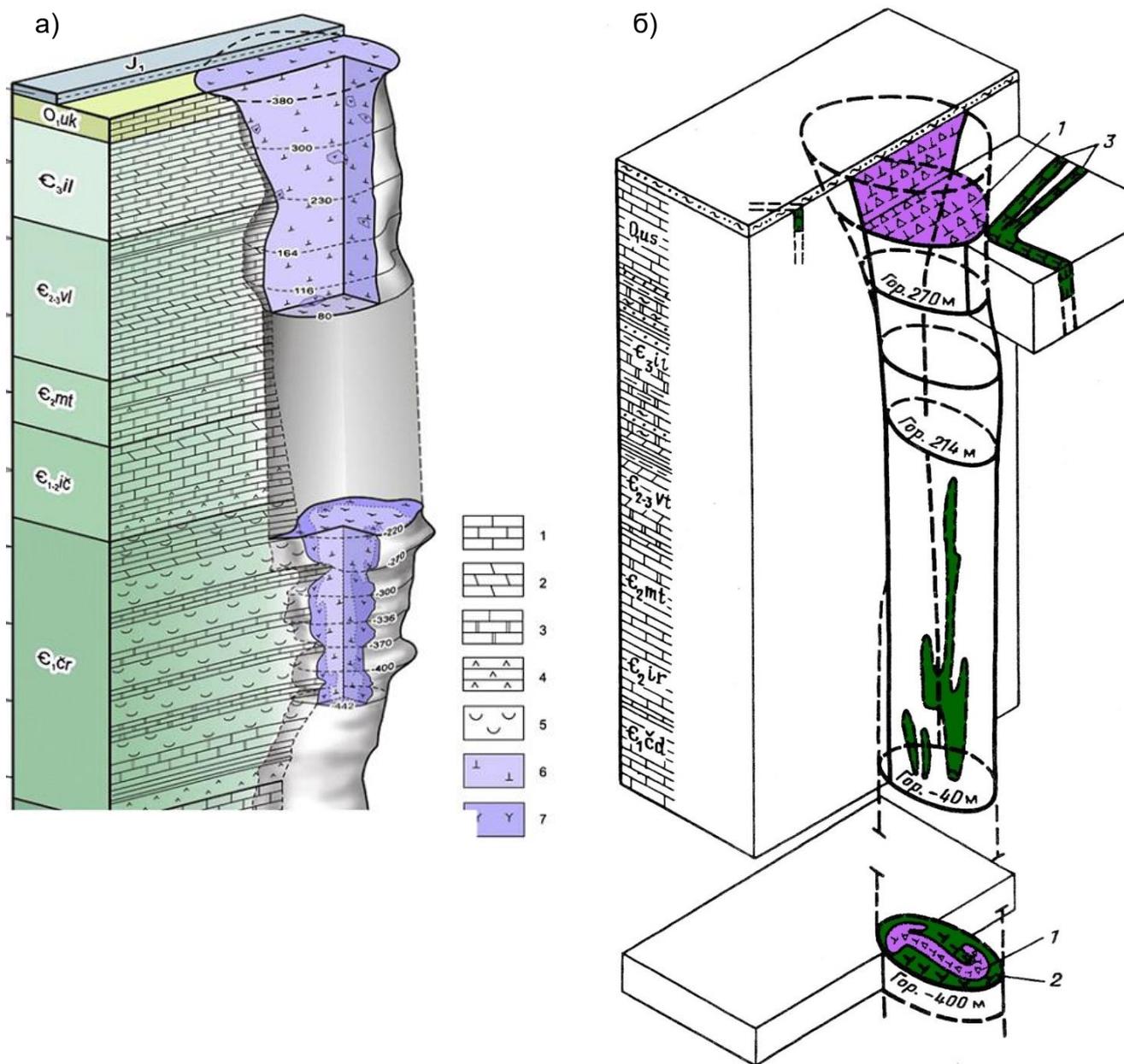


Рис. 2.2 (а). Блок-диаграмма кимберлитовой трубки Интернациональная (Kopylova et al., 2013). 1 – известняк, 2 – мрамор, 3 – доломит, 4 – ангидрит, 5 – галитовые эвапориты, 6 – кимберлитовая брекчия, 7 – массивный кимберлит. O_{1uk} – нижнеордовикская усть-кутская свита, $_{3il}$ – верхнекембрийская хололохская свита, $_{2,3vl}$ – средне- и верхнекембрийская верхоленская свита, $_{2mt}$ – среднекембрийская метегерская свита, $_{1,2ic}$ – ниже- и среднекембрийская ичерская свита, $_{1cr}$ – нижнекембрийская чарская свита. J_1 – маломощные нижеюрские отложения.

Рис. 2.2 (б). Блок-диаграмма кимберлитовой трубки Интернациональная (Харькив и др., 1998). По материалам Ботубинской экспедиции и ЯНИГП ЦНИГРИ. 1 – кимберлитовая брекчия; 2 – порфириновый кимберлит; 3 – кимберлитовые дайки.

представлены обломками серпентинизированных ультрабазитов, зернами пироба, псевдоморфозами по оливину и мелкими ксенолитами вмещающих пород. Размер автолитов варьирует от первых миллиметров до 10 см в поперечнике. Они составляют от 3-5 до 15-20 % объема породы.

Кимберлиты трубки Интернациональная уникальны по содержанию алмаза (8,53 кар/т). От прочих высокоалмазоносных кимберлитовых тел Якутии трубка отличается также более крупным размером кристаллов, а количество бесцветных алмазов превышает 70%. В настоящее время разработка месторождения ведется подземным способом; общий объем оставшихся запасов по месторождению обеспечит работу рудника до 2025 г. С целью увеличения сроков эксплуатации месторождения будут продолжены геологические исследования нижележащих горизонтов. Целесообразность дальнейшего развития добычных работ определяется уникальной алмазоносностью рудного тела трубки Интернациональная.

2.4. Ксенолиты мантийных пород, ксенокристаллы минералов тяжелой фракции и алмазы с включениями из трубки Интернациональная и других кимберлитовых тел Мирниского поля

Ксенолиты мантийных пород

Ксенолиты глубинных пород в кимберлитах трубки Интернациональная долгое время оставались неизученными по причине их редкости и сильных вторичных изменений. Первичные минералы ксенолитов глубинных пород подвергаются довольно интенсивному замещению вторичными продуктами. На основе изучения коллекции из 136 образцов была составлена относительная распространенность мантийных пород в трубке Интернациональная (Рис. 2.3), по (Уханов и др., 1988). Среди ксенолитов резко преобладают существенно оливиновые высокомагнезиальные породы с низким содержанием граната, при этом среди нодулей не содержится слюдистых и ильменитсодержащих пород, отмечаются низкие содержания гранатовых пироксенитов и эклогитов. Значительная часть ксенолитов глубинных пород содержит гранат повышенной хромистости, хотя ксенолиты с наиболее высокохромистым гранатом алмазной ассоциации редки (Уханов и др., 1988).

В ксенолитах чаще всего присутствует свойственный лерцолитам оранжево-красный гранат с умеренным содержанием хрома и несколько повышенной железистостью, реже встречаются пурпурные гранаты дунитового парагенезиса, а также фиолетовые гранаты гарцбургитового и пурпурно-красные – верлитового парагенезиса.

Глубинные ксенокристаллы минералов тяжелой фракции

Для кимберлитовых пород трубки Интернациональная типичны низкие содержания ксенокристаллов минералов тяжелой фракции (0,09-1,58 %). Пироп преобладает над хромитом и пикроильменитом. Соотношения концентрации этих минералов в целом составляет 20:2,7:1. Редко встречаются “свежий” оливин, хромдиопсид, циркон (Харькив и др., 1998). Гранаты из кимберлитового концентрата имеют более высокую среднюю хромистость, чем гранаты нодулей, и среди них чаще встречаются высокохромистые зерна алмазной ассоциации. Также в концентрате сравнительно много гранатов верлитового парагенезиса, редких в составе нодулей, а также присутствуют желвачки оранжевого граната, вообще не встреченного в ксенолитах глубинных пород из трубки Интернациональная (Уханов и др., 1988). Состав гранатов из концентрата тяжелой фракции трубки Интернациональная приведен на Рис. 2.4.

Ксенокристаллы алмаза

Многолетние исследования минеральных включений в литосферных алмазах позволили установить, что алмазы образуются главным образом в перидотитовых (Р-тип) и эклогитовых (Е-тип) минеральных ассоциациях (Meyer, Boyd, 1972; Соболев, 1974; Harris, 1992). Перидотитовый парагенезис по наличию или отсутствию ключевых индикаторных минералов разделяется на гарцбургитовый (гарцбургит-дунитовый субкальциевый гранат), лерцолитовый (лерцолитовый гранат) или неопределенный перидотитовый парагенезис (когда по составу минеральной ассоциации невозможно отнести образец либо к гарцбургит-дунитовому, либо к лерцолитовому парагенезисам). Резко подчиненное положение занимают алмазы вебстеритового и верлитового парагенезисов. На Рис. 2.5 приведена относительная распространенность алмазов разных парагенезисов, основанная на компиляции литературных данных по 2844 литосферным алмазам, содержащим минеральные включения (Stachel, Harris, 2008). На основании исследования относительной распространенности кристаллических включений в алмазах Якутской кимберлитовой провинции было установлено, что алмазы перидотитового парагенезиса значительно преобладают над алмазами эклогитового парагенезиса (Ефимова, Соболев, 1977). Обнаружение алмаз-содержащих ксенолитов гарцбургит-дунитов с субкальциевыми пиропами и хромитами в трубке Удачная и близость слагающих их минералов с минеральными включениями в алмазах, однозначно подтвердили предположение о материнской природе гарцбургит-дунитовых перидотитов для подавляющего большинства сибирских алмазов (Pokhilenko et al., 1977; Pokhilenko, Sobolev, 1986; Соболев и др., 1984).

В работе (Ефимова, Соболев, 1977) также была отмечена заметная разница между относительной распространенностью алмазов с разными типами минеральных включений из



Рис. 2.3. Относительная распространенность ксенолитов пород СКЛМ в трубке Интернациональная. Фактически ксенолиты интенсивно серпентинизированы, указаны исходные породы. Гранатовые перидотиты – лерцолиты, гарцбургиты, дуниты. Прочие – серпентиниты с гранатом и шпинелью, без реакционных отношений этих минералов и гранатизированные. По (Уханов и др., 1988).

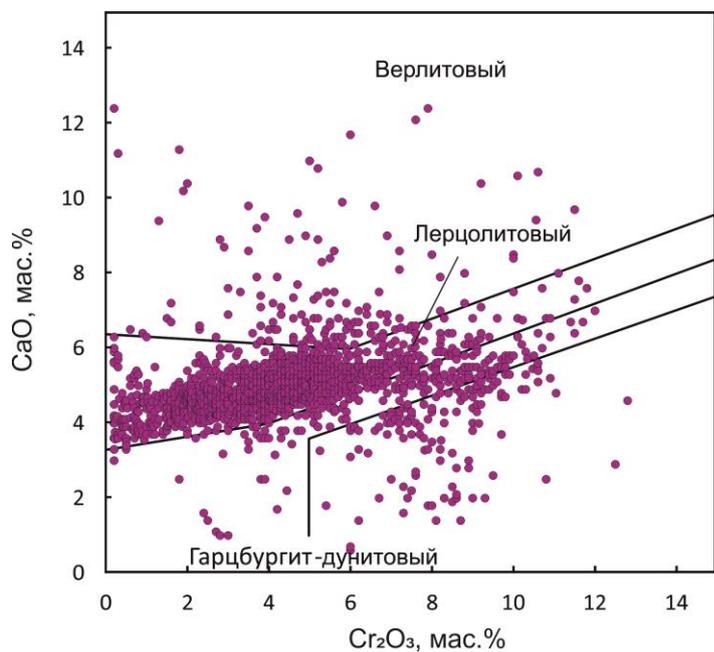


Рис. 2.4. Составы гранатов из концентрата трубки Интернациональная на диаграмме CaO-Cr₂O₃ (Соболев и др., 1969; Sobolev и др., 1973), по данным лаборатории №451 ИГМ СО РАН, N=1702 зерна.

коренных месторождений алмазов (кимберлитовых трубок) центральной части ЯКП и алмазных россыпей северо-востока ЯКП. В кимберлитовых трубках доля алмазов с минеральными включениями эклогитового парагенезиса крайне незначительна и не достигает 1%, тогда как в алмазах из россыпей доля алмазов с включениями эклогитового парагенезиса достигает 12%. Кимберлитовые трубки Мирнинского поля характеризуются повышенной алмазоносностью и высокой долей ювелирных алмазов. В кимберлитах Мирнинского поля также отмечается высокое процентное содержание октаэдрических алмазов, которые являются первичной ростовой формой алмаза и значительно меньшее количество ромбододекаэдров, которые являются формами растворения.

Алмазы трубки Мир представлены октаэдрами (61,2%), ромбододекаэдрами (9,7%), комбинационными (28,8%) кристаллами и кубами (0,6%). Изотопный состав углерода алмазов из трубки Мир охватывает широкий диапазон: $\delta^{13}\text{C}$ варьирует от -1 до -35‰ PDB, максимум приходится на интервал от -5 до -7 ‰ при среднем значении -6,8 ‰ ($S = 5.19$) (Харькив и др., 1998; Галимов, 1984).

Содержание алмазов в трубке Спутник значительно ниже, чем в трубке Мир. Среди них преобладают октаэдрические кристаллы (61,4%), значительную часть составляют кристаллы ромбододекаэдрического (16%) и комбинационного (22,6%) габитусов. Алмазы кубической формы редки. В отличие от алмазов трубки Мир, здесь почти полностью отсутствуют поликристаллические сростки. Минеральные включения установлены у 45% кристаллов алмазов, что в 2,8 раза больше, чем в трубке Мир. Чаще всего наблюдаются включения черного цвета (графит и сульфиды – 95,3%), оливина (2,7%) и граната (2%). Основная масса алмазов трубки Спутник обладает высокой степенью прозрачности и около 80% представлено кристаллами "чистой воды" и весьма прозрачными алмазами. Количество дымчатых индивидов составляет 10,3 % (Харькив и др., 1998).

Если по морфологии и некоторым другим признакам алмазы трубок Мир и Спутник близки, то по соотношению включений других минералов и изотопному составу углерода они различаются существенно (Галимов и др., 1989; Sobolev et al., 1997). Так, среди алмазов трубки Спутник отмечается повышенное количество кристаллов, содержащих включения минералов эклогитового парагенезиса (около 23,7%; Sobolev et al., 1997). Кроме того, относительно часто фиксируются включения флогопита, установлены также единичные включения пикроильменита и редкого титаната. Характерно, что по составу одни и те же минеральные включения (хромистый пироп, хромит, клинопироксен и энстатит) трубок Мир и Спутник значимо разнятся. Значения $\delta^{13}\text{C}$ алмазов из трубки Спутник заключены в довольно узком интервале: от -2,78 до -8,3‰ при среднем -4,81‰ (в трубке Мир -6,8‰).

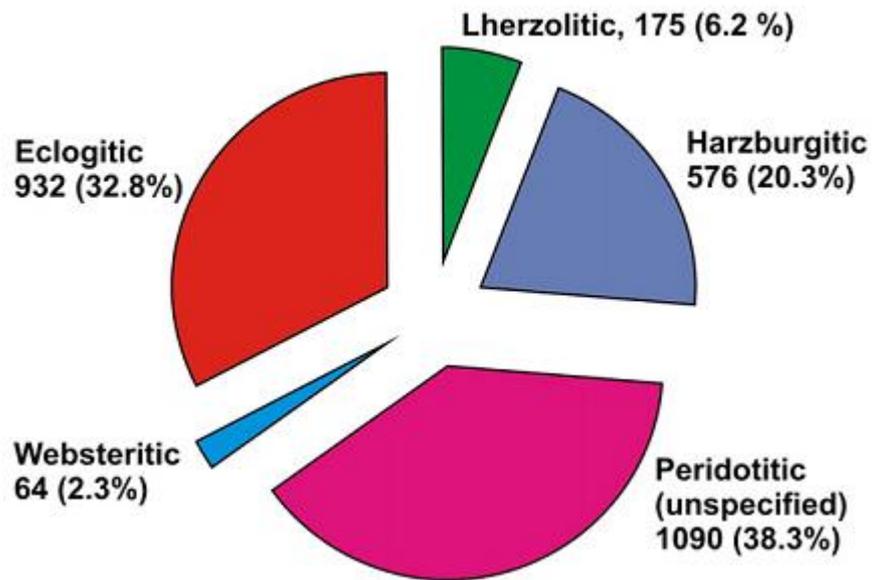


Рис. 2.5. Относительная распространенность различных источников литосферных алмазов на основе изучения 2844 алмазов с включениями. “Unspecified” (неопределенные) – перидотитовые алмазы, не содержащие ни граната, ни клинопироксена. Верлитовый парагенезис (7 алмазов, 0,2%) на диаграмме не представлен.

Алмазы трубки Интернациональная по морфологии распределяются следующим образом: октаэдры (63%), ромбододекаэдры (9%), комбинационные формы (28%). Минеральные включения представлены преимущественно перидотитовым парагенезисом (99%), а доля алмазов с минеральными включениями эклогитового парагенезиса составляет всего лишь 1% (Харькив и др., 1998).

Среди алмазов трубки им. XXIII съезда КПСС преобладают октаэдры - 75,4 %, ромбододекаэдры составляют 6,2%, кристаллы комбинационных форм - 19,8%; кубические кристаллы встречаются редко. Подавляющее большинство кристаллов бесцветно (Харькив и др., 1998).

Кристаллы алмаза из трубки Дачная по габитусу распределяются следующим образом: октаэдры (46,7%), ромбододекаэдры (12,4%), комбинационные формы (39,5%); кристаллы кубического габитуса не обнаружены (Харькив и др., 1998).

Минеральные включения в алмазах

Актуальность исследования минеральных включений в алмазах связана с тем, что алмаз является уникальным контейнером, который защищает минеральные включения с момента их захвата от более поздних наложенных метасоматических процессов. Образование алмазов как перидотитового, так и эклогитового парагенезисов происходило преимущественно в архее (Shirey, Richardson, 2011). Таким образом, минеральные включения в алмазах предоставляют информацию о составе древнего (архейского) перидотитового или эклогитового субстрата, в котором происходило образование алмазов. Литосферная мантия древних кратонов с момента ее формирования и стабилизации в архее и до момента формирования кимберлитов, которые выносили на поверхность доступное для исследований глубинное вещество, подвергалась неоднократным процессам глубинного мантийного метасоматического преобразования (Pearson et al., 1995). Минеральные ассоциации литосферной мантии в результате многостадийного метасоматического преобразования могут существенно изменять свой первичный состав и, таким образом, терять информацию о ранних стадиях формирования и эволюции кратонной СКЛМ.

К настоящему времени исследования представительных коллекций алмазов с минеральными включениями из кимберлитовых трубок Мирнинского поля проведены лишь для трубок Мир и Спутник (Ефимова, Соболев, 1977; Соболев, 1974; Соболев и др., 1975; Соболев и др., 1976; Griffin et al., 1993; Sobolev et al., 1997).

В работе (Ефимова, Соболев, 1977) впервые были приведены данные об относительной распространенности минеральных включений в алмазах из трубки Мир. Для выяснения относительной распространенности разных типов было изучено 1500 алмазов с минеральными

включениями. Минеральные включения Р-типа составляют 99,4%, а Е-типа 0,6%. Среди минеральных включений перидотитового парагенезиса в значительной степени преобладают включения оливина - 49,9% и хромита - 40%, тогда как перидотитовые гранаты составляют всего лишь 2,8%.

В работе (Sobolev et al., 1997) были представлены результаты исследования минеральных включений алмазов из трубки Спутник и проведено их сравнительное изучение с алмазами из трубки Мир. В результате проведенных исследований было установлено, что по сравнению с трубкой Мир в трубке Спутник наблюдается повышенная пропорция алмазов с минеральными включениями эклогитового парагенезиса: из 38 изученных алмазов, 9 содержали включения эклогитового парагенезиса (23,7 %).

Наиболее распространенным типом минеральных включений в трубках Мир и Спутник является оливин, который относится к перидотитовому парагенезису. Оливин является основным породообразующим минералом кратонной СКЛМ; его химический состав и, в первую очередь, значение магнезиальности, является показателем степени частичного плавления перидотитового субстрата. Среднее значение магнезиальности оливинов составляет 92,9 в трубке Спутник и 93,1 в трубке Мир (Sobolev et al., 1997). Эти значения достаточно близки к среднему значению оливинов из кимберлитов мира, которое составляет 93,1 (Stachel, Harris, 2008) и, таким образом, свидетельствуют о значительной степени деплетированности СКЛМ под Мирнинским полем в момент формирования алмазов.

Включения перидотитового парагенезиса в алмазах из трубки Спутник отличаются от таковых из трубки Мир. Диопсиды содержат меньшее количество Са, хромиты и пиропы являются более магнезиальными и более хромистыми по сравнению с таковыми из трубки Мир. Пиропы также содержат более высокие концентрации Zr по сравнению с пиропами из трубки Мир. Эти данные свидетельствуют о гетерогенности в СКЛМ в пределах, которые были опробованы этими кимберлитовыми трубками, однако, по выводу авторов, осталось не до конца понятным – является эта гетерогенность вертикальной или латеральной (Sobolev et al., 1997).

Другой необычной особенностью минеральных включений в алмазах трубки Спутник является повышенное содержание флогопита эклогитового парагенезиса; необходимо отметить, что флогопит крайне редко встречается в виде минеральных включений в алмазах (Sobolev et al., 1997; Соболев и др., 2009)

В трубке Спутник в алмазе 725 также была обнаружена уникальная перидотитовая минеральная ассоциация оливин (6 зерен) + пикроильменит (2 зерна) + сульфид (4 зерна) (Sobolev et al., 1997). Пикроильменит содержит низкое количество гематитового компонента (1-6%), что свидетельствует о низкой фугитивности кислорода при формировании алмаза.

Пикроильменит имеет высокое содержание Cr_2O_3 – 8,8-8,9 мас.%; это в 3-4 раза выше, чем в большинстве мантийных пикроильменитов. Содержание Cr_2O_3 в этих пикроильменитах также выше содержания в пикроильмените из ксенолита алмазоносного ильменит-пиропового лерцолита из кимберлитовой трубки Удачная (Похиленко и др., 1976).

В алмазах из трубок Спутник и Мир были обнаружены крайне редкие включения флогопита (Соболев и др., 2009). Необходимо отметить, что в трубке Мир были обнаружены флогопиты перидотитового парагенезиса, тогда как в трубке Спутник – только эклогитового парагенезиса.

Исследование алмазов с облакоподобными микровключениями из кимберлитовых трубок Мир и Интернациональная (Скузоватов и др., 2011; 2015; Skuzovатов et al., 2016) позволило установить наличие высокоплотных флюидов высокомагнезиального карбонатитового состава. Несколько алмазов содержат микровключения, которые образуют тренд от низкомагнезиальных до кремнистых составов.

По данным изучения оптически-активных дефектов в алмазах с облакоподобными микровключениями из трубки Мир, были установлены признаки нескольких событий в процессе их образования: 1) кристаллизация алмазов кубического габитуса и их пребывание в различных мантийных условиях (при различных температурах и/или в течение различного времени), 2) рост кубоктаэдрической переходной зоны на одних кубических кристаллах и/или их посткристаллизационное изменение (в том числе, вероятно, растворение), 3) рост октаэдрической периферии кристаллов (Скузоватов и др., 2015).

Re-Os датирование сингенетичных минеральных включений сульфидов в алмазах из кимберлитовых трубок Мир и им. XXIII съезда КПСС позволило установить два основных возрастных пика их образования, как для эклогитовых, так и для перидотитовых сульфидов: ~2,1-1,8 млрд. лет и ~1-0,9 млрд. лет (de Vries et al., 2013). Эти два эпизода соответствуют двум основным эпизодам в тектоно-магматической истории: коллизии между террейнами Сибирского кратона во время образования палеопротерозойского суперконтинента на рубеже ~2,0-1,8 млрд. лет и аккреции, приведшей к формированию суперконтинента Родиния на рубеже ~1,1 млрд. лет (de Vries et al., 2013).

2.6 Гетерогенность СКЛМ в пределах Мирнинского поля по данным изучения ксеногенного материала из кимберлитовых трубок

Гетерогенность литосферной мантии под Мирнинским кимберлитовым полем была установлена как при исследовании ксенолитов глубинных пород, так и при исследовании алмазов и их минеральных включений. Наиболее отчетливо такая гетерогенность отмечается по контрастной алмазоносности кимберлитовых тел Мирнинского поля. Помимо этого, в трубках

Мирнинского поля различно содержание ксенолитов. В отличие от перидотитовых ксенолитов в трубке Мир, перидотитовые ксенолиты трубки Интернациональная характеризуются существенно более низким (в 5-10 раз) содержанием граната, обычно не превышающим 1 об. %. Вероятно, что вещество верхней мантии под трубкой Интернациональная имеет большую петрохимическую истощенность, чем верхнемантийные породы под трубкой Мир. В расположенных рядом (на расстоянии всего 131 м) трубках Мир и Спутник содержание нодулей, их минеральный и химический состав резко отличаются: в трубке Мир включений много и они разнообразны, а в трубке Спутник их очень мало, по составу они однотипны и представлены только гранатовыми серпентинитами (Уханов и др., 1988). Содержание алмазов в трубке Спутник также значительно ниже, чем в трубке Мир (Харьков и др., 1998). По соотношению включений других минералов и изотопному составу углерода алмазы из трубок Мир и Спутник различаются существенно. Среди алмазов трубки Спутник отмечается повышенное количество кристаллов, содержащих включения минералов эклогитового парагенезиса (Sobolev et al., 1997; Харьков и др., 1998). По составу одни и те же минеральные включения (хромистый пироп, хромит, клинопироксен и энстатит) трубок Спутник и Мир также значимо разнятся (Харьков и др., 1998).

Столь существенные различия состава и набора минеральных включений в алмазах и изотопного состава углерода в двух столь близко расположенных трубках (Спутник и Мир) свидетельствуют, по-видимому, о сильной локальной дифференцированности пород литосферной мантии даже для трубок, удаленных друг от друга всего на первые сотни метров (Харьков и др., 1998). Эти данные подтверждают положение, согласно которому каждая кимберлитовая трубка или дайка имеет индивидуальный подводящий канал, по которому кимберлитовый материал поступал из различных уровней мантии в земную кору (Харьков, Воларович, 1978; Malkovets et al., 2007). Альтернативной (но менее вероятной) гипотезой является допущение, что состав верхней мантии под близкорасположенными трубками один и тот же, однако различия в текстурах пород и динамике процесса внедрения кимберлитовых магм привели к искажению “природного опробования” (Уханов и др., 1988).

2.7. Состав и строение литосферной мантии под Мирнинским полем

Исследование состава, строения и термального режима СКЛМ под Мирнинским полем проведено в работе (Griffin et al., 1999b). В процессе исследования была отобрана коллекция из 442 зерен граната и 44 зерен хромита из концентрата кимберлитовых трубок Мирнинского поля (Амакинская, Интернациональная, Мир, Таежная). Использовалась методика построения геотерм по содержанию Ni в гранате и Zn в хромите (Griffin, Ryan, 1995; Ryan et al., 1996). Полученная геотерма по данным термометрии по зернам граната до 1000°C располагается

вблизи теоретической кондуктивной геотермы с тепловым потоком 35 Вт/м^2 (Pollack, Charman, 1977), что также согласуется и с данными термометрии по хромитам. В интервале температур от 1000°C до 1150°C данных немного, и большинство гранатов с $T_{\text{Ni}} \geq 1100^\circ\text{C}$ обнаруживают признаки воздействия расплавленного метасоматоза с обогащением Zr и Ti. Тем не менее, наличие деплетированных гранатов вплоть до $\sim 1150^\circ\text{C}$ позволяет предположить, что глубина СКЛМ под Мирнинским полем составляет до $\sim 190 \text{ км}$.

Глубина границы между шпинелевыми и гранатовыми лерцолитами зависит от степени деплетированности ($\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$) отношения в перидотитах) и геотермического градиента (Griffin et al., 1999). Самые низкие значения T_{Ni} для гранатов Мирнинского поля составляют 650°C , а T_{Zn} для хромитов 600°C , что по палеогеотерме соответствует глубине менее 90 км .

На основе распределения различных типов гранатов и, следовательно, их материнских пород по глубине, была также проведена оценка состава СКЛМ в рассматриваемом регионе. Было установлено, что увеличение доли деплетированных гарцбургит-дунитовых пород отмечается в интервале глубин $140\text{-}165 \text{ км}$, где они достигают относительной распространенности $30\text{-}40\%$. На Рис. 2.7 приведен разрез СКЛМ под отдельными кимберлитовыми полями с юго-запада на северо-восток Сибирского кратона. На этом рисунке построено процентное содержание доли гарцбургит-дунитовых пород под отдельными кимберлитовыми полями. Наибольшая доля гарцбургит-дунитовых пород отмечается в СКЛМ под Далдынским кимберлитовым полем, где в интервале глубин $155\text{-}175 \text{ км}$ их содержание превышает 60% . Повышенное содержание гарцбургит-дунитовых пород также отмечается в СКЛМ под Алакит-Мархинским, Верхне-Мунским и Чомурдахскими полями, где оно достигает, соответственно, от 50 до 60% в интервале глубин $125\text{-}165 \text{ км}$, от 30 до 40% в интервале глубин $135\text{-}175 \text{ км}$, и от 30 до 40% в интервале глубин $135\text{-}160 \text{ км}$. Однако, несмотря на то, что материнскими породами сибирских алмазов являются гарцбургит-дунитовые породы, не наблюдается положительной корреляции алмазоносности кимберлитов с процентным содержанием гарцбургит-дунитовых пород под отдельными кимберлитовыми полями. Так, к примеру, наиболее высокоалмазоносные кимберлитовые трубки обнаруживаются в Мирнинском поле, тогда как по доле гарцбургит-дунитовых пород в СКЛМ оно стоит на последнем месте после Далдынского, Алакит-Мархинского, Верхне-Мунского и Чомурдахским полей.

В работе (Malkovets et al., 2007) на основании изучения распределения гранатов в разрезах СКЛМ под отдельными кимберлитовыми трубками в пределах Далдынского поля было предположено, что: 1) распределение алмазов в литосферной мантии крайне гетерогенно по латерали в пределах первых десятков-сотен метров, т.е. алмазы связаны с древними (архейскими) мантийными алмазосодержащими жилами; 2) алмазоносность кимберлитов

зависит от того, пересекают ли кимберлиты такие древние жилы или нет; 3) степень алмазоносности кимберлитов зависит от степени метасоматической переработки древних (архейских) мантийных алмазосодержащих жил и степени растворения в них алмазов.

Таким образом, степень алмазоносности кимберлитов зависит не только от процентной доли гарцбургит-дунитовых пород в СКЛМ под отдельными кимберлитовыми трубками и полями, но и от степени последующих наложенных метасоматических процессов, которые приводят к уничтожению (растворению) алмазов в СКЛМ. Вследствие этого, представляется особенно актуальным проведение детальных петрологических исследований вертикальной неоднородности разрезов СКЛМ под отдельными кимберлитовыми полями и трубками. В настоящей работе предпринята попытка проследить вертикальную мантийную гетерогенность под кимберлитовой трубкой Интернациональная на основании исследования минералогических и геохимических особенностей гранатов с минеральными включениями (см. Главы 6 и 8).

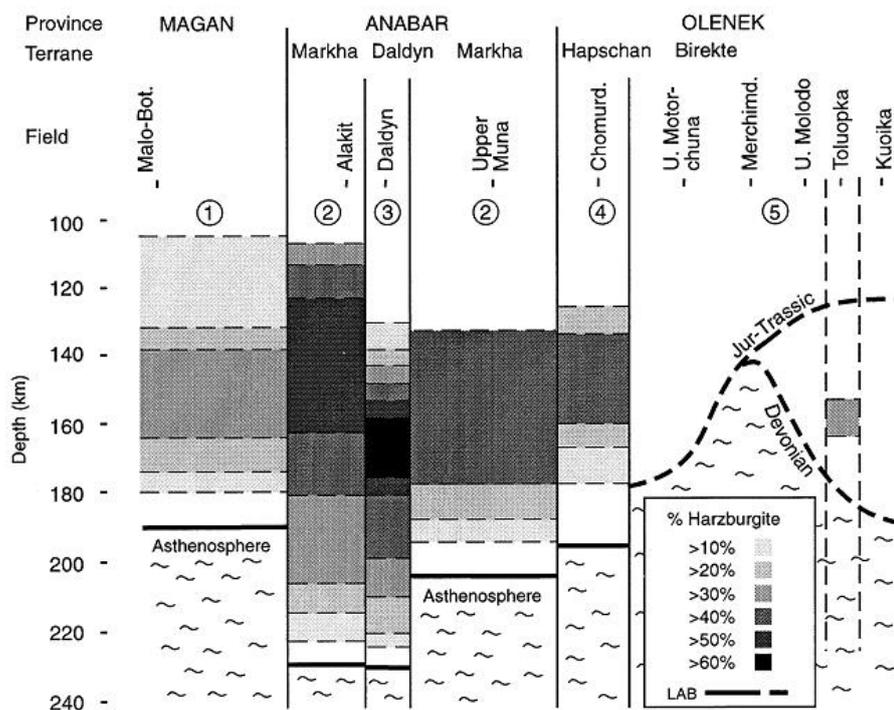


Рис. 2.6. Детальное распределение гарцбургитовых гранатов в пределах отдельных кимберлитовых полей Сибирского кратона. По (Griffin et al., 1999b).

ГЛАВА 3: МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Идентификация и изучение химического состава и внутреннего строения гранатов и их минеральных включений были выполнены на современной высокоточной аппаратуре в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия, в Институте изучения земных недр (Institute for the Study of the Earth's Interior), Университет Окаямы, Мисаса, Япония, и в Национальном ключевом центре Австралийского совета по научным исследованиям "Флюидные системы от ядра к коре" /"Геохимическая эволюция и металлогения континентов" (CCFS/GEMOC ARC National Key Centre), Университет Маккуори, Сидней, Австралия.

3.1. Отбор гранатов с минеральными включениями и пробоподготовка

Большая часть зерен гранатов является прозрачной и, таким образом, при просмотре под биноклем при определенных условиях возможна визуальная идентификация наличия минеральных включений. Для уменьшения наличия бликов от осветителя просмотр гранатов производился в воде или спирте в чашке Петри. Зерна, содержащие включения, имплантировались в стандартные круглые шашки для микрозондового анализа диаметром 25 мм из эпоксидной смолы. Каждое зерно граната с включением (-ми) монтировалось в индивидуальную шашку.

В ряде случаев визуальное определение наличия минеральных включений в пиропсах осложнялось: а) наличием келифитовой каймы, б) рельефом растворения/замещения граната, в) интенсивной цветовой окраской. Гранаты из этой части коллекции монтировались по несколько зерен либо в стандартные шашки для микрозондового анализа диаметром 25 мм, либо в прямоугольные блоки из эпоксидной смолы размером 6х3 см и приполировывались до формирования в них "окна", достаточного для визуального просмотра внутренней части каждого зерна. При обнаружении зерен граната с минеральными включениями, такие зерна вырезались пилой либо высверливались полым алмазным сверлом и монтировались в индивидуальную стандартную шашку из эпоксидной смолы для микрозондового анализа диаметром 25 мм.

Полировка и шлифовка препаратов проводилась с использованием абразивной водостойкой бумаги с абразивом SiC и алмазных паст разной размерности; окончательная полировка проводилась с использованием алмазной пасты с размерностью частиц 0,5 мкм на фильтровальной бумаге. Основной целью при полировке гранатов с включениями является аккуратный вывод минерала-включения на поверхность для его последующего изучения. На всех стадиях полировки проводился оптический контроль процесса, размерность абразива

выбиралась в зависимости от текущего уровня включения в гранатовой матрице, типа, размера, и морфологии включения. Если гранат содержал несколько включений, то на поверхность выводилось по возможности максимальное количество включений, но так, чтобы не было потерь вследствие избыточной полировки.

Фотографирование образцов с минеральными включениями производилось в проходящем и отраженном свете в ИГМ СО РАН с использованием микроскопа Olympus BX51 и цифровой камеры ColorView III. При фотографировании включений также использовалась поинтервальная серийная съемка на разных уровнях глубинности. Полученная серия изображений затем преобразовывалась в одно резкое изображение с использованием программы "Helicon Focus" (<http://www.heliconsoft.com/>). В зависимости от типа и количества включений, их фотографирование производилось на разных этапах подготовки образцов. Игольчатые включения фотографировались после окончательной полировки, так как в данном случае имелась возможность получить изображения как в проходящем, так и в отраженном свете. Изометричные включения фотографировались как до вывода на поверхность, так и после, для получения изображения в отраженном свете. Как правило, первоначально фотографировалось зерно граната целиком при небольшом увеличении, и затем, при необходимости, производились отдельные фотографии включений при большем увеличении для более детального отображения их особенностей.

3.2. Аналитические методы

Определение элементного состава пиропов и включений проводилось с использованием сканирующего электронного микроскопа JEOL JSM-6510LV, совмещенного с системой энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350 (Oxford Instruments) и безазотным SDD детектором вторичных электронов X-Max-80 (Oxford Instruments), и рентгеноспектрального микроанализатора JEOL JXA-8100 (ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия), а также сканирующего электронного микроскопа JEOL JSM-7001F, совмещенного с системой энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350, и рентгеноспектрального микроанализатора JEOL JXA-8800 (Institute for the Study of the Earth's Interior, Университет Окаямы, Мисаса, Япония). Электронный микроскоп использовался для предварительного анализа и диагностики включений и пиропов, а также для получения изображений в режиме обратно-рассеянных электронов.

Химический состав гранатов и их минеральных включений определялся с использованием метода рентгеноспектрального микроанализа. Для выявления внутренней гомогенности проводился анализ центральных и краевых частей зерен. При анализе силикатных минералов использовалась традиционная схема из девяти петрогенных элементов: Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn,

Mg, Ca, Na. Для анализа включений оксидов в набор элементов добавлялись дополнительные элементы, такие как Zr, Nb, V, Ni и др. Их необходимость определялась для каждого конкретного типа включений оксидов. Для анализа сложных минералов группы кривитонита была разработана специальная схема из 20 элементов, в которую были включены такие элементы как Ba, Sr, La, Ce, которые могут в значительном количестве входить в состав минералов этой группы. Вследствие крайне малого размера некоторых включений и для мониторинга вклада в аналитический сигнал гранатовой матрицы, при анализе включений в набор элементов при анализе добавлялся Si. Диаметр пучка электронов составляет около 2 мкм, а зона возбуждения при анализе, как правило, в несколько раз больше, поэтому при анализе очень тонких игольчатых включений (до 8-10 мкм в диаметре) вполне вероятно могло происходить наложение от гранатовой матрицы. Для построения диаграмм и интерпретации полученных результатов использовались только полученные с использованием рентгеноспектрального микроанализатора составы включений, размер которых превышал 7-10 мкм; анализы химического состава оксидов с содержанием SiO_2 более 0,5 мас.% отбраковывались. Проверка гомогенности минеральных включений проводилась двумя способами: исследованием внутреннего строения при анализе изображений, полученных в обратно-рассеянных электронах на сканирующем электронном микроскопе, и посредством рентгеноспектрального микроанализа в центральных и краевых частях. В пределах крупного включения всегда анализировалось несколько точек. Если срез включения на поверхности являлся изометричным, то, как правило, обычно проводилось два определения химического состава: центр и край. Продольный выход на поверхность игольчатого либо пластинчатого включения анализировался вдоль удлинения. Для таких образцов, как правило, проводилось определение элементного состава в трех частях: центральной и двух краевых. Таким образом проверялась внутренняя гомогенность минерального включения, а также возможная многофазность включения, так как удлиненные включения могут состоять из нескольких минералов, сменяющих друг друга вдоль удлинения (Wang et al., 1999). Используя описанную схему, анализировались практически все выведенные на поверхность включения.

При исследовании химического состава гранатов и включений в них с применением рентгеноспектрального микроанализатора использовались следующие аналитические условия: напряжение 15-20 кВ, сила тока сфокусированного пучка – 15-20 нА. Профили для негомогенных гранатов построены при силе тока 100 нА. Коррекция аналитических данных выполнялась с помощью встроенной программы. При анализе содержаний V во включениях высокотитанистых оксидов проводилась аналитическая коррекция вследствие наложения линии K_{β} Ti на линию K_{α} V. Пределы обнаружения варьируют для различных элементов в диапазоне ~100-400 ppm.

Определение редкоэлементного состава гранатов и U-Pb датирование включений рутила проводилось с помощью метода индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии (ICP-MS) с лазерным пробоотборником (LA: laser ablation или LAM: laser ablation microprobe) LA-ICP-MS в CCFS/GEMOC ARC National Key Centre, Университет Маккуори, Сидней, Австралия, с использованием квадрупольного ICP-MS масс-спектрометра Agilent 7700, совмещенного с системой эксимерного лазерного пробоотбора Photon Machines Excimer 193 nm. Диаметр лазерного пучка составлял 30 мкм для U-Pb датирования и 50 мкм для определения редкоэлементного состава гранатов, частота лазера 5 Гц, энергия ~ 8 Дж/см². Подробная информация об аналитических процедурах и условиях редкоэлементного анализа гранатов приведена в работах (Norman et al., 1996, 1998). Аналитические процедуры для U-Pb датирования подробно описаны в работе (Jackson et al., 2004).

Для того чтобы избежать абляции границы между рутилом и гранатом, для локального U-Pb датирования были выбраны зерна рутила с диаметром >30 мкм. Стандартный набор анализов во время сессии начинался и заканчивался двумя анализами стандартного образца циркона GEMOC GJ-1 ($608,5 \pm 1,5$ млн. лет; анализ TIMS, Jackson et al., 2004). В начале серии, после анализа GEMOC GJ-1, анализировались стандартные образцы цирконов 91500 ($1065,4 \pm 0,3$ млн. лет; анализ TIMS, Wiedenbeck et al., 1995) и Mud Tank (734 ± 32 млн лет, Black, Gulson, 1978) в качестве независимого контроля воспроизводимости и стабильности прибора. Перед и после анализов включений рутила использовался рутиловый стандарт R19 (493 ± 10 млн лет; Zack et al., 2011) в качестве калибровочного стандарта соответствия эффекту матрицы. Рутиловый стандарт R10 был использован в качестве вторичного независимого контроля и дал $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 1065 ± 72 млн лет и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст 1108 ± 16 млн лет; оба находятся в пределах аналитической ошибки для опубликованного возраста этого материала (1090 ± 5 млн; Luvizotto et al., 2009; Zack et al., 2011).

Обработка исходного аналитического сигнала для расчета U-Pb возрастов производилась с использованием программного обеспечения GLITTER (<http://www.glitter-gemoc.com>; Griffin et al., 2008), разработанного в Национальном ключевом центре Австралийского совета по научным исследованиям "Флюидные системы от ядра к коре" / "Геохимическая эволюция и металлогения континентов" (CCFS/GEMOC ARC National Key Centre), Университет Маккуори, Сидней, Австралия.

Для установления геохимических особенностей гранатов проводился анализ 47 элементов (REE, Li, Be, B, P, Sc, Ti, V, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, а также главные петрогенные элементы). Состав каждого зерна определялся в двух точках: в центре и около края. Типичный анализ редкоэлементного состава состоял из 120 параллельных анализов, каждый из которых представляет собой один скан масс-спектра со временем измерения в точке

50-100 мс. Для каждого образца, 30-35 параллельных анализов были выполнены на транспортирующем газе (гелии) для определения фоновых концентраций, и затем 85-90 параллельных анализов выполнялись в ходе непосредственно абляции гранатов. При анализе гранатов использовалось стандартное стекло NIST 610, а также стандарт BCR-2G и внутренний стандарт центра CCFS/GEMOC MONGOL-1 – мегакристовый гранат из вулкана Шаварын-Царам (Монголия). Каждый анализ нормализовывался по содержанию Ca в гранате, которое определялось для каждого зерна граната на рентгеноспектральном микроанализаторе. Пределы обнаружения составляли 10-20 ppb для REE, Ba, Rb, Th, U, Nb, Ta, Pb, Sr, Zr, Hf и Y; 100 ppb для V и Sc; 2 ppm для Ti, Ni, Co и Cr; и 5 ppm для Al и Ca. Точность анализа составляла 2-7%. Для обработки геохимических данных использовалось программное обеспечение GLITTER.

Геохимические характеристики гранатов были также изучены с использованием ионного зонда CAMECA SIMS ims5f (Institute for the Study of the Earth's Interiors, Университет Окаяма, Мисаса, Япония). В приборе применяется *in situ* ионизация вещества пробы, посредством бомбардировки ее поверхности ионами кислорода, сфокусированными в пучок диаметром 5-25 мкм. Пучок ионов с энергией 17,5 keV ($16O^+$) фокусируется на небольшую область (<30 мкм в диаметре) поверхности образца. Ионная бомбардировка выбивает атомы и молекулы из мишени, частично ионизируя их. Эти вторичные ионы собираются посредством электростатических линз и направляются в масс-спектрометр, в котором они разделяются по массам. В качестве стандартов использовались внутренние стандарты лаборатории Institute for the Study of the Earth's Interiors, такие как базальтовые стекла (gl-tahiti, gl-dr1a1), clinopyroxene (cpx-sax39, cpx-klb1) и garnet (grt-sax50). С использованием ионного зонда проводилось определение 20 элементов: Ba, Nb, La, Ce, Pr, Sr, Nd, Sm, Zr, Hf, Eu, Gd, Dy, Li, Y, Er, Yb и Lu. Диаметр пучка при анализе составлял 25 мкм, а глубина образующегося кратера – 10-15 мкм. Детали аналитических процедур опубликованы в работах (Nakamura, Kushiro, 1998; Brophy et al., 2011; Nakamura et al., 2012).

ГЛАВА 4: МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНАТОВ И ВКЛЮЧЕНИЙ

4.1 Количество и типы образцов

В процессе исследования было просмотрено ~6000 гранатов размером от 1 до 4 мм из концентрата тяжелой фракции трубки Интернациональная для выявления зерен с включениями. Количественное отношение гранатов с включениями к общей совокупности варьирует для различных кимберлитовых тел, однако, по оценке автора для трубки Интернациональная, оно составляет не более 5%. В общей сложности было отобрано 102 граната с включениями оксидов и 97 гранатов с включениями сульфидов для детального исследования. Для сравнительного изучения химического состава рутила также были отобраны 24 розовых существенно альмандиновых граната с включениями рутила из трубки Майская (Накынское кимберлитовое поле), а также 33 ксенокристалла рутила из концентрата тяжелой фракции трубки Интернациональная; их химический состав приведен в Главе 8, посвященной обсуждению результатов.

4.2 Парагенезисы минеральных включений в гранатах

В гранатах установлены и проанализированы такие минеральные фазы как рутил и его разновидности (хромистый, хром-ниобиевый), минералы группы кричтонита, пикроильменит, шпинелиды и сульфиды. Сульфиды не ассоциируют в гранате с другими минералами. Напротив, гранаты с оксидами могут содержать как только один тип включений, так и различные их сочетания. Так, низкохромистые ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 2 \text{ мас.}\%$) гранаты содержат только рутил или пикроильменит, в то время как в более хромистых гранатах наблюдаются все четыре типа оксидов. В исследованных перидотитовых гранатах были выявлены следующие парагенезисы минеральных включений (в скобках количество образцов): рутил (24), пикроильменит (5), минералы группы кричтонита (17), шпинель (27); рутил + пикроильменит (8), рутил + минерал группы кричтонита (4), рутил + шпинель (2), рутил + ильменит + минерал группы кричтонита (1), минерал группы кричтонита + шпинель (1), минерал группы кричтонита + пикроильменит (1) (Рис. 4.1). В десяти оранжевых низкохромистых ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0,16 \text{ мас.}\%$) гранатах были обнаружены включения пикроильменита и еще в двух – включения рутила.

4.3 Классификация гранатов

Минеральные включения обнаружены в различных по составу гранатах, с цветом от насыщенно-оранжевого до густо-лилового. Пять гранатов с включениями шпинелидов сильно негомогенны по содержанию главных и редких элементов, в частности Са, и поэтому составы таких гранатов в пределах одного зерна соответствуют разным парагенезисам в пределах

ультраосновной ассоциации; результаты их детального геохимического изучения приведены в Главе 6. В остальных образцах (97 гранатов с включениями оксидов и 97 гранатов с включениями сульфидов) не зафиксировано значимых вариаций состава в пределах зерна. Химический состав изученных ксенокристаллов граната приведен в Приложении А.

На диаграмме CaO-Cr₂O₃ (Соболев и др., 1969; Sobolev et al., 1973) 84 перидотитовых граната с включениями оксидов относятся к различным парагенезисам в пределах ультраосновной ассоциации с преобладанием лерцолитового парагенезиса (Рис. 4.2, а). Следует отметить, что только один гранат по данной классификации относится к гарцбургит-дунитовому парагенезису. Среди гранатов с включениями сульфидов также преобладают лерцолитовые, однако доля гарцбургит-дунитовых гранатов существенно выше (30 из 97) (Рис. 4.2, б). Относительная распространенность парагенезисов изученных гранатов показана на Рис. 4.3. По содержанию хрома гранаты с включениями оксидов и сульфидов существенно различаются (Рис. 4.4). Пик содержания Cr₂O₃ у гранатов с включениями оксидов наблюдается в интервале 4-5 мас.% Cr₂O₃, достаточно много образцов представлено низкохромистыми (< 1 и 2 мас.%) гранатами, и только два образца с включениями хромистой шпинели имеют содержание Cr₂O₃ больше 6 мас.%. Напротив, распространенность по хромистости гранатов с включениями сульфидов подчиняется скорее нормальному распределению, за исключением интервала 8-9 мас.%, пик приходится на интервал 5-6 мас.%, почти все образцы кроме одного имеют содержание Cr₂O₃ > 2 мас.%, а половина всех образцов имеет содержание Cr₂O₃ > 6 мас.%. Таким образом, гранаты с включениями сульфидов в среднем существенно более хромистые.

Граница между перидотитовыми и эклогитовыми гранатами условно проводится по 1 мас.% содержания Cr₂O₃, причем большинство эклогитовых гранатов имеют содержание Cr₂O₃ < 0,1 мас.% (Stachel, Harris, 2008). Однако разделение перидотитовых и эклогитовых гранатов на основании лишь одного этого критерия невозможно, поэтому выборка дополнительно разделяется по содержанию Ca, Fe и Mg (Рис. 4.5.). На треугольной диаграмме поля составов выделены в соответствии с данными по составу пиропов в виде включений в алмазах (Sobolev et al., 1998a; Sobolev et al., 1998b). Поскольку пироп в ассоциации с алмазом, как правило, субкальциевый, то не все образцы из трубки Интернациональная попадают в выделенное таким образом поле для перидотитовых гранатов; более кальциевые гранаты образуют тренд по направлению к Ca-вершине треугольной диаграммы и также являются перидотитовыми (Рис. 4.5.). По данной классификации 12 оранжевых гранатов с включениями рутила и пикроильменита принадлежат эклогитовой ассоциации.

Вся совокупность изученных гранатов с включениями была также проклассифицирована по более подробной дискриминационной схеме для гранатов, предложенной в работе (Grütter et

al., 2004) (Рис. 4.6). 76 гранатов с включениями оксидов по данной классификации являются перидотитовыми (G9+G10+G12), а именно 65 принадлежат лерцолитовому парагенезису (G9), 4 гарцбургит-дунитовому (G10) и 7 верлитовому (G12). 3 граната с содержанием Cr_2O_3 0,79, 1,98 и 2,42 мас.% отнесены к низкохромистым мегакристовым в первую очередь на основе повышенного содержания в них TiO_2 (0,46, 0,48, 0,44, соответственно). 5 гранатов с содержанием Cr_2O_3 в пределах 0,22 – 0,83 мас.% отнесены к пироксенитовому/вебстеритовому или эклогитовому парагенезису. Проклассифицированные таким образом 84 граната составляют выборку гранатов с включениями оксидов, изначально определенную автором как “перидотитовая”. Оставшиеся 12 очень низкохромистых ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0,16$ мас.%) оранжевых гранатов с включениями рутила и/или пикроильменита являются эклогитовыми или пироксенитовыми (вебстеритовыми) (G3 и G4).

96 гранатов с включениями сульфидов по классификации (Grütter et al., 2004) относятся к ультраосновной ассоциации (59 к лерцолитовому парагенезису, 29 к гарцбургит-дунитовому, 2 к верлитовому и 4 к высокотитанистому перидотитовому) и 1 гранат с включением сульфида является низкохромистым мегакристовым (Cr_2O_3 2,96; TiO_2 0,46 мас.%).

Таким образом, большинство гранатов с включениями оксидов принадлежат ультраосновной ассоциации с преобладанием гранатов лерцолитового парагенезиса и сильно подчиненным количеством верлитовых и гарцбургит-дунитовых. Гранаты с включениями сульфидов являются преимущественно лерцолитовыми и гарцбургит-дунитовыми. 12 низкохромистых оранжевых гранатов с включениями рутила и пикроильменита являются эклогитовыми или, что менее вероятно, пироксенитовыми.

Дискуссионным остается вопрос о парагенетической принадлежности всех низкохромистых гранатов (с содержанием $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 1$ мас.%), а также низко-среднехромистых (<3 мас.%) с повышенным содержанием TiO_2 (> 0,4 мас.%). Граница между перидотитовыми и эклогитовыми гранатами на уровне 1 мас.% Cr_2O_3 (или другой величины до 1 мас.%) проводится условно. Показано, что только в редких случаях содержание Cr_2O_3 в эклогитовом гранате выше первых десятых долей мас.% (Stachel, Harris, 2008). Также следует отметить, что пироксенитовые, эклогитовые и низкохромистые перидотитовые гранаты имеют существенное перекрытие составов (Grütter et al., 2004), и достоверное отнесение их к конкретному парагенезису при отсутствии характерных ассоциирующих минералов затруднено. Составы низко-среднехромистых гранатов (<3 мас.%) с повышенным содержанием TiO_2 (> 0,4 мас.%), которые близки к составам гранатов мегакристовых ассоциаций, могут перекрываться с составами перидотитовых гранатов, подвергшихся воздействию обогащенного Ti метасоматического агента (Grütter et al., 2004). Обогащение перидотитовых гранатов Ti широко распространено как при высокотемпературном расплавленном, так и низкотемпературном

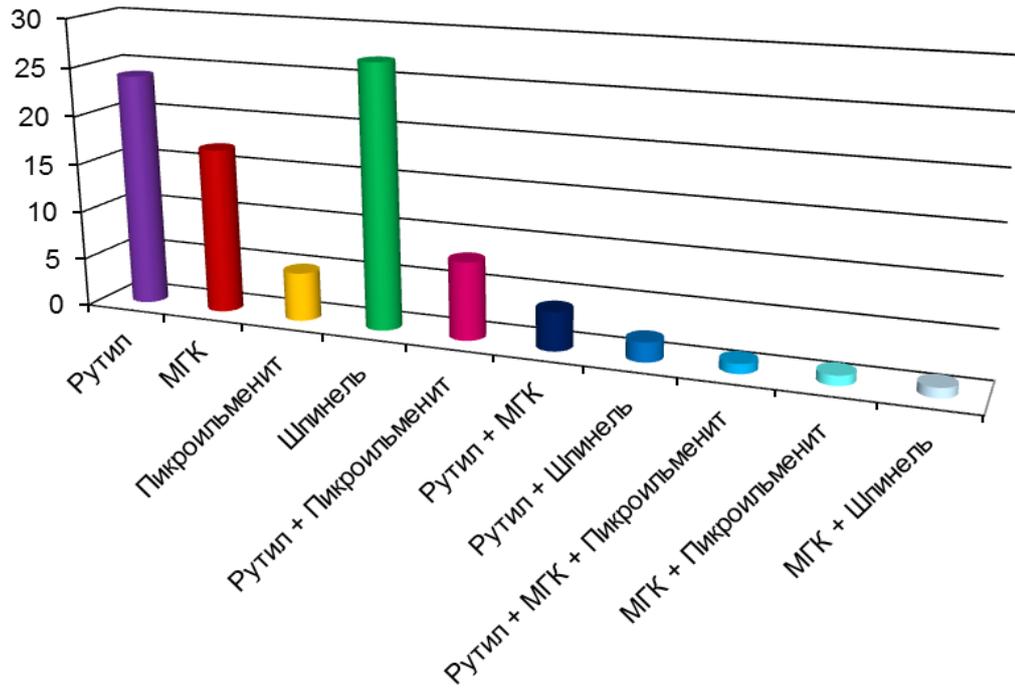


Рис.4.1. Парагенезисы минеральных включений оксидов в гранатах из трубки Интернациональная. МГК – минералы группы кричтонита. По вертикальной оси – количество образцов.

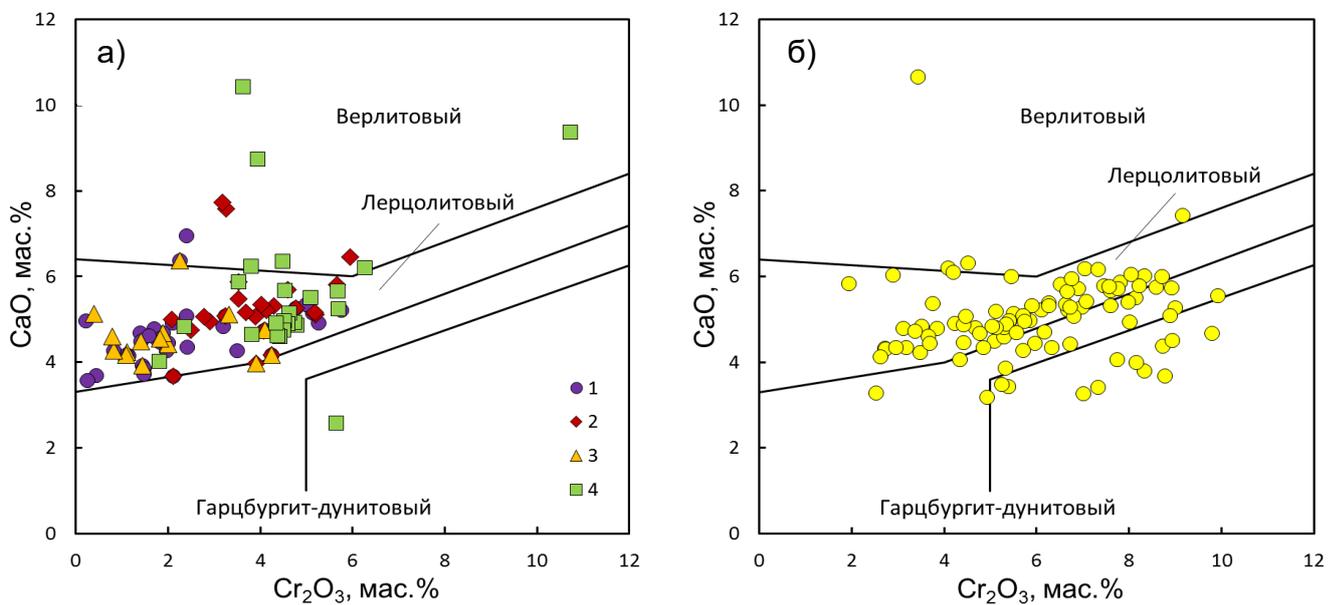


Рис. 4.2. Состав перидотитовых гранатов с включениями оксидов (а) и сульфидов (б) из кимберлитовой трубки Интернациональная на диаграмме CaO – Cr₂O₃ (Соболев и др., 1969; Sobolev et al., 1973). 1 – гранаты с включениями рутила; 2 – гранаты с включениями минералов группы кричтонита, 3 – гранаты с включениями пикроильменита, 4 – гранаты с включениями шпинелидов. N = 84 (а) и 97 (б).

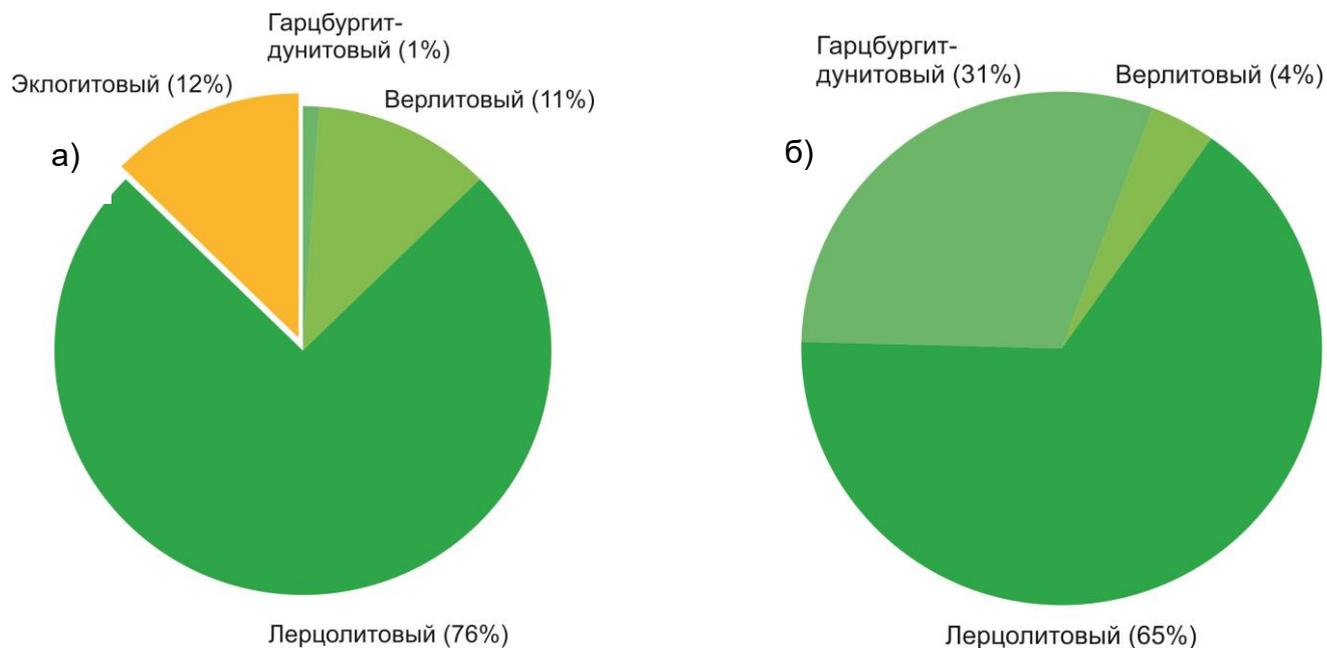


Рис. 4.3. Относительная распространенность парагенезисов гранатов с включениями оксидов (а) и сульфидов (б) из трубки Интернациональная по (Соболев и др., 1969; Sobolev et al., 1973; Sobolev et al., 1998a; Sobolev et al., 1998b).

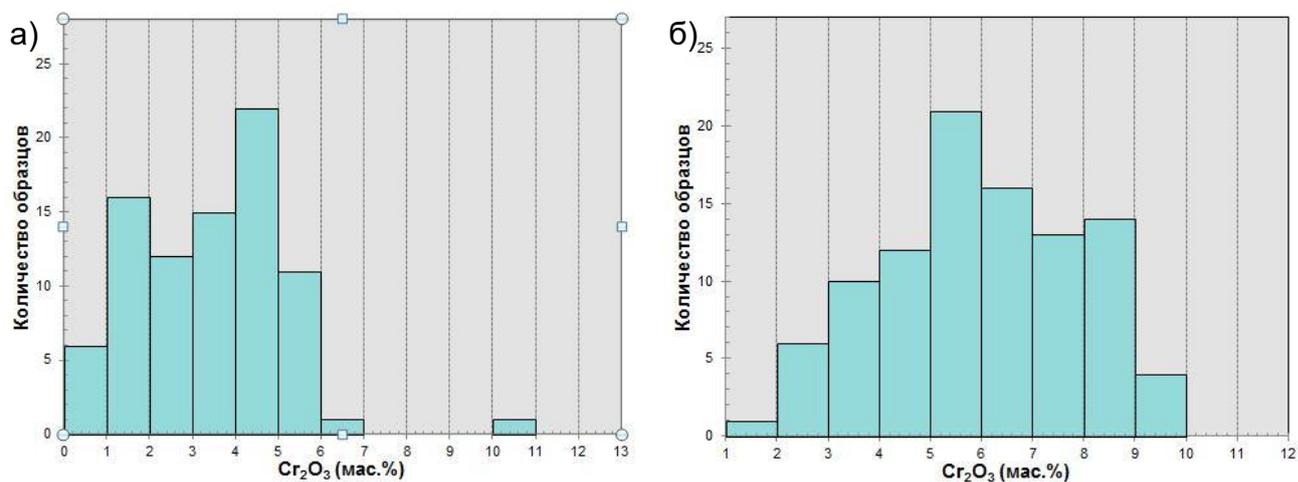


Рис. 4.4. Гистограммы распределения гранатов из трубки Интернациональная с включениями оксидов (а) и сульфидов (б) по содержанию хрома.

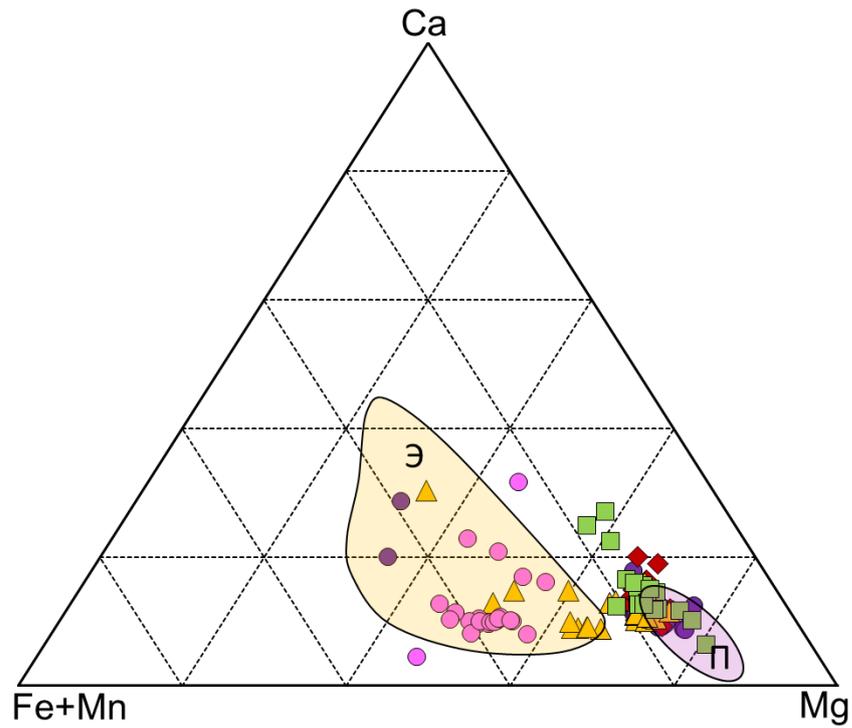


Рис. 4.5. Состав гранатов на диаграмме Fe+Mn – Ca – Mg. Обозначения те же, что и на Рис. 4.1; 5 – альмандиновые коровые гранаты из трубки Майская. Э – эклогитовые гранаты, П – перидотитовые гранаты, поля составов выделены в соответствии с данными по пирропам в виде включений в алмазах (Sobolev et al., 1998a; Sobolev et al., 1998b).

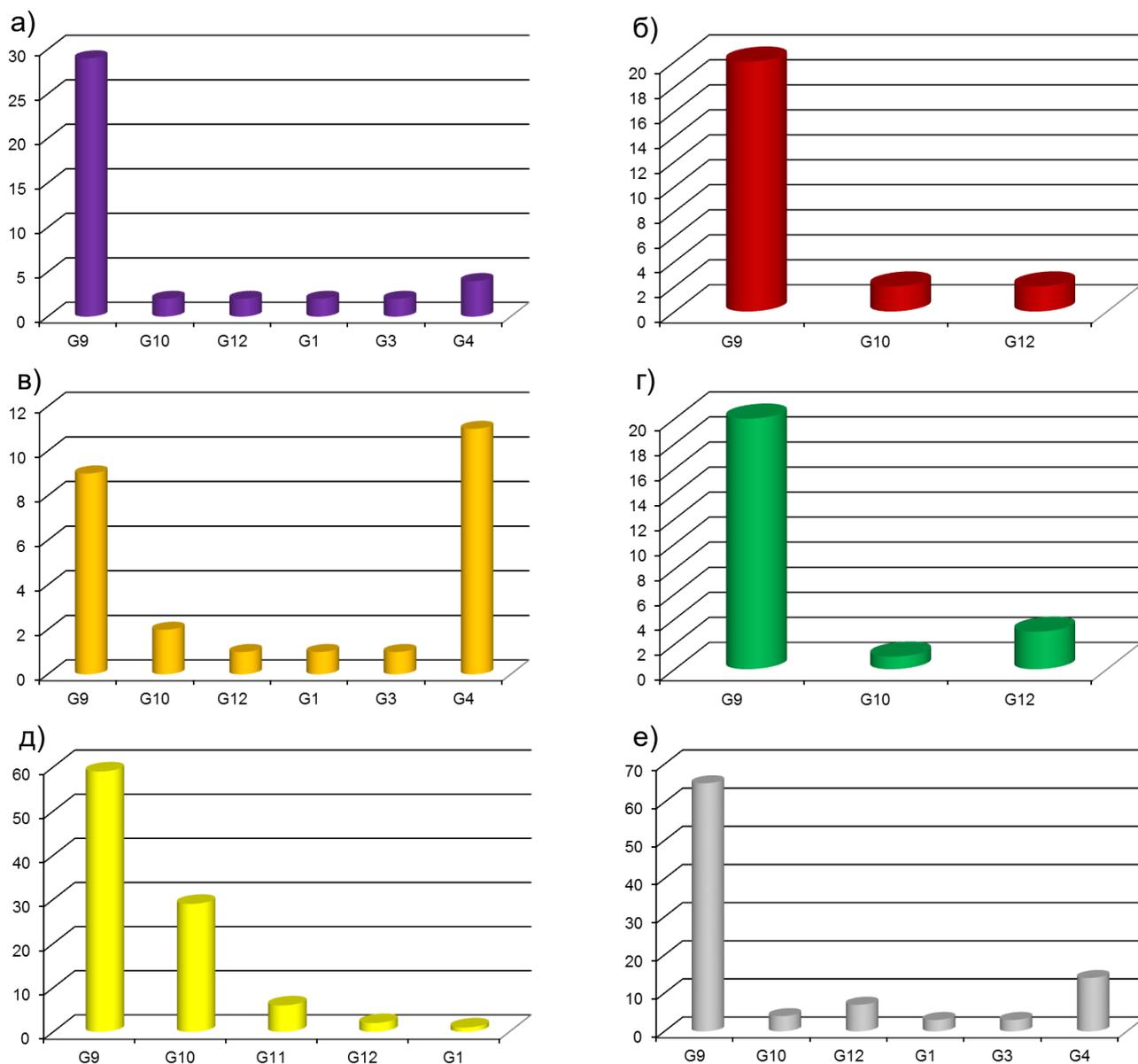


Рис. 4.6. Классификация изученных гранатов с минеральными включениями из трубки Интернациональная по (Grütter et al., 2004). По вертикальной оси количество образцов.

- а) гранаты с включениями рутила
 б) гранаты с включениями минералов группы кричтонита
 в) гранаты с включениями пикроильменита
 г) гранаты с включениями шпинелидов
 д) гранаты с включениями сульфидов
 е) гранаты с включениями оксидов (общее)

Парагенезисы:

- G1** – низкохромистый мегахристовый
G3 - эклогитовый
G4 – пироксенитовый, вебстеритовый или эклогитовый
G9 - лерцолитовый
G10 – гарцбургит-дунитовый
G11 – высокотитанистый перидотитовый
G12 – верлитовый

флогопитовом типах метасоматоза. Такое воздействие также часто приводит к снижению Cr_2O_3 в гранате, что хорошо прослеживается на примере зональных гранатов в грубозернистых (coarse) и порфирокластовых (porphyroclastic, sheared) перидотитов Сибирского кратона, кратона Каапвааль и Колорадского плато (напр., Boyd et al., 1976; Smith, Ehrenberg, 1984; Smith et al., 1991; Griffin et al., 1999c). В целях упрощения, автор далее относит небольшую группу гранатов с неоднозначным генезисом к перидотитовым, а очень низкохромистые ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0,16$ мас.%) оранжевые гранаты к эклогитовым.

4.4 Морфология включений в гранатах

Морфология включения оксидов

Минеральные включения оксидов обычно представлены в виде удлинённых, игольчатых образований с округлым или полигональным сечением, также распространены лейсты, таблитчатые включения, призмы с различной огранкой. Изометричные включения редки даже у хромита (имеющего кубическую сингонию). Цвет большинства включений черный. Количество включений оксидов во вмещающих гранатах сильно варьирует; встречаются как единичные иглы/лейсты, так и до нескольких десятков в некоторых образцах. Минимальный диаметр проанализированных удлинённых включений составляет 10 мкм, максимальный диаметр имеют включения хромшпинелида (до ~0,2 мм, обр. INT-69 и -315); обнаружено также очень крупное таблитчатое включение минерала группы кричтонита размером 0,7 x 0,7 мм и толщиной 80 мкм (обр. INT-15). Визуальная диагностика оксидных включений часто затруднена вследствие сходства их морфологических и оптических признаков. На уровне тенденций отмечены некоторые закономерности, такие как возможная прозрачность и более светлые оттенки цвета рутила (так, в ряде случаев рутил представлен включениями коричневого цвета), или склонность хромита и пикроильменита иногда образовывать крупные утолщенные включения черного цвета. Однако однозначная диагностика возможна только с применением аналитических методов.

Игольчатые образования часто обнаруживают закономерное пространственное расположение в гранатовой матрице. Отмечается параллельная ориентировка игл, направленных в одну сторону; угол между разнонаправленными иглами составляет ~71 градус (угол между осями третьего порядка в гранате, пересечение в плоскости ромбододекаэдра). Такое пространственное расположение включений характерно для эпигенетических включений, имеющих экслюзионное происхождение. Авторы предыдущих исследований включений в пиропе (напр. Wang et al., 1999) также отмечают характерное пространственное расположение игольчатых включений. Как бы то ни было, образование крупных ориентированных включений, особенно включений минералов группы кричтонита и рутила сложного состава с высоким

содержанием несовместимых элементов (до 15,56 мас.% Nb₂O₅), крайне маловероятно в результате распада твердого раствора граната. Таким образом, как было отмечено в работе (Wang et al., 1999) и на основании личных наблюдений автора, сама по себе пространственная ориентировка не может служить однозначным доказательством эксклюзионного генезиса включений в гранате. По-видимому, рост включений в процессе совместной кристаллизации с гранатом, происходит по наиболее энергетически и кристаллохимически выгодным направлениям, совпадающим с направлением осей третьего порядка в гранате. Вероятно, этот же механизм расположения игл действует и при эпигенетическом эксклюзионном происхождении включений в гранатах. Дискуссионным остается вопрос о критериях различия между морфологией включений разного генезиса; на данный момент не существует характеристик, позволяющих однозначно провести разбраковку включений оксидов по генезису. Следующие 4 пункта наиболее важны для подтверждения того, что описанные в работе включения имеют сингенетический с вмещающим гранатом генезис:

1) Размер включений. В работе используются микрозондовые данные по составу только тех включений, размер (изометричных) или диаметр (удлиненных) которых больше 10 микрон.

2) Количество включений. Исследованные образцы гранатов содержат небольшое число включений, от одного до нескольких десятков.

3) Состав включений. Установлена сильная обогащенность оксидов несовместимыми элементами, что хорошо видно на примере рутила и минералов группы кричтонита (см. более подробную информацию о химическом составе включений в Главе 5).

4) Распространенность редких минералов группы кричтонита в виде включений, в том числе и в ассоциации с другими оксидами, генезис которых в литосферной мантии традиционно связывается с процессами мантийного метасоматоза (Jones et al., 1982; Tollo, Haggerty, 1987; Haggerty, 1991; Schulze, 1990; Konzett et al., 2013).

Морфология включений сульфидов в гранатах

Включения сульфидов представлены округлыми сферическими образованиями с характерными конусообразными или сферическими (гало) трещинами вокруг включения, образующимися при транспортировке граната к поверхности из-за существенных различий в коэффициенте термического расширения между вмещающим гранатом и сульфидом. Все изученные включения сульфидов являются первичными, находятся глубоко в матрице граната и не приурочены к трещинам. Реже встречаются сульфидные образования с негативной огранкой граната.

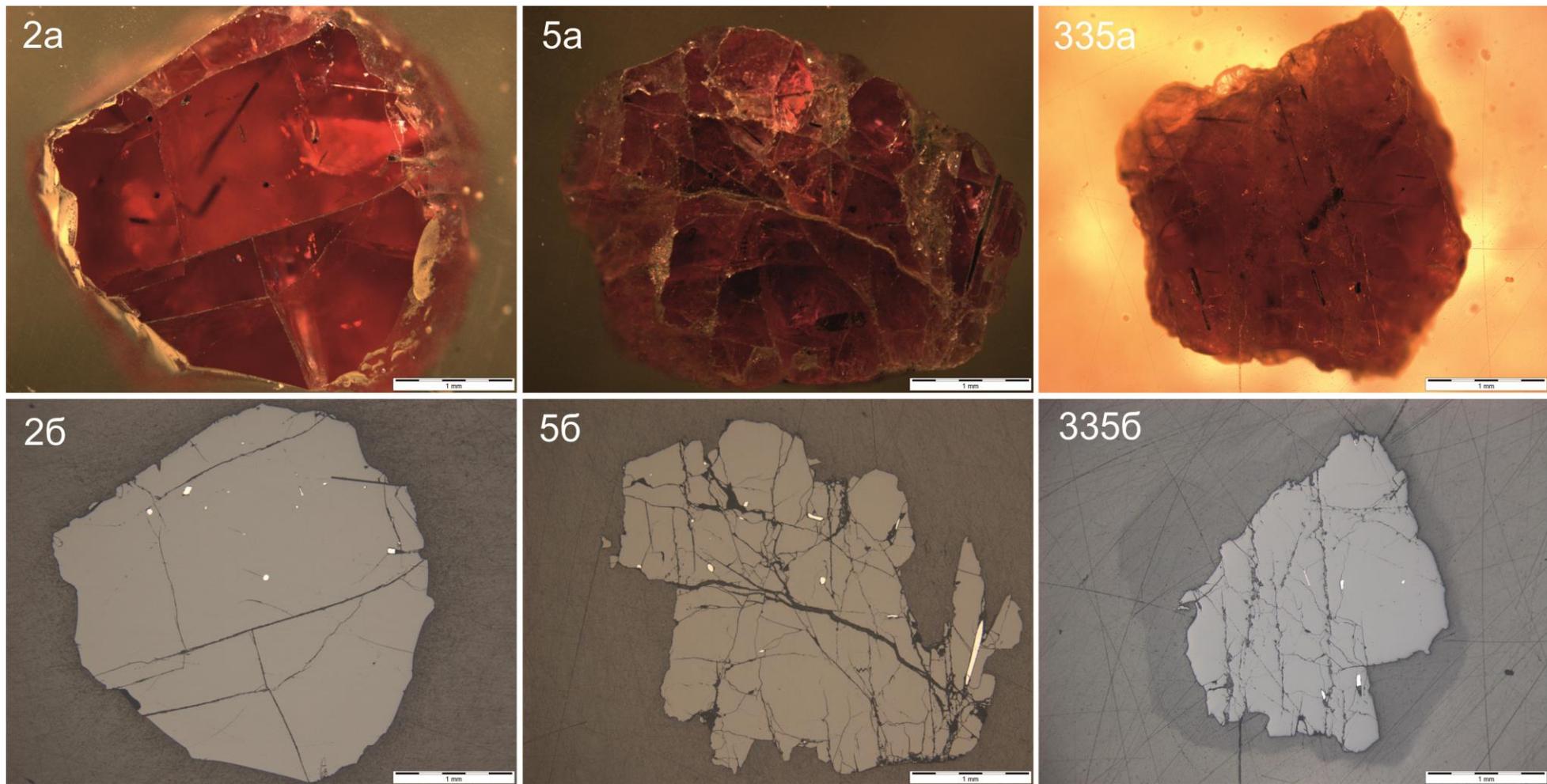


Рис. 4.7. Гранаты с включениями рутила из кимберлитовой трубки Интернациональная.

2, 5, 335 – перидотитовые гранаты с включениями Cr-Nb рутила.

а – фотография в проходящем свете, б – фотография в отраженном свете.

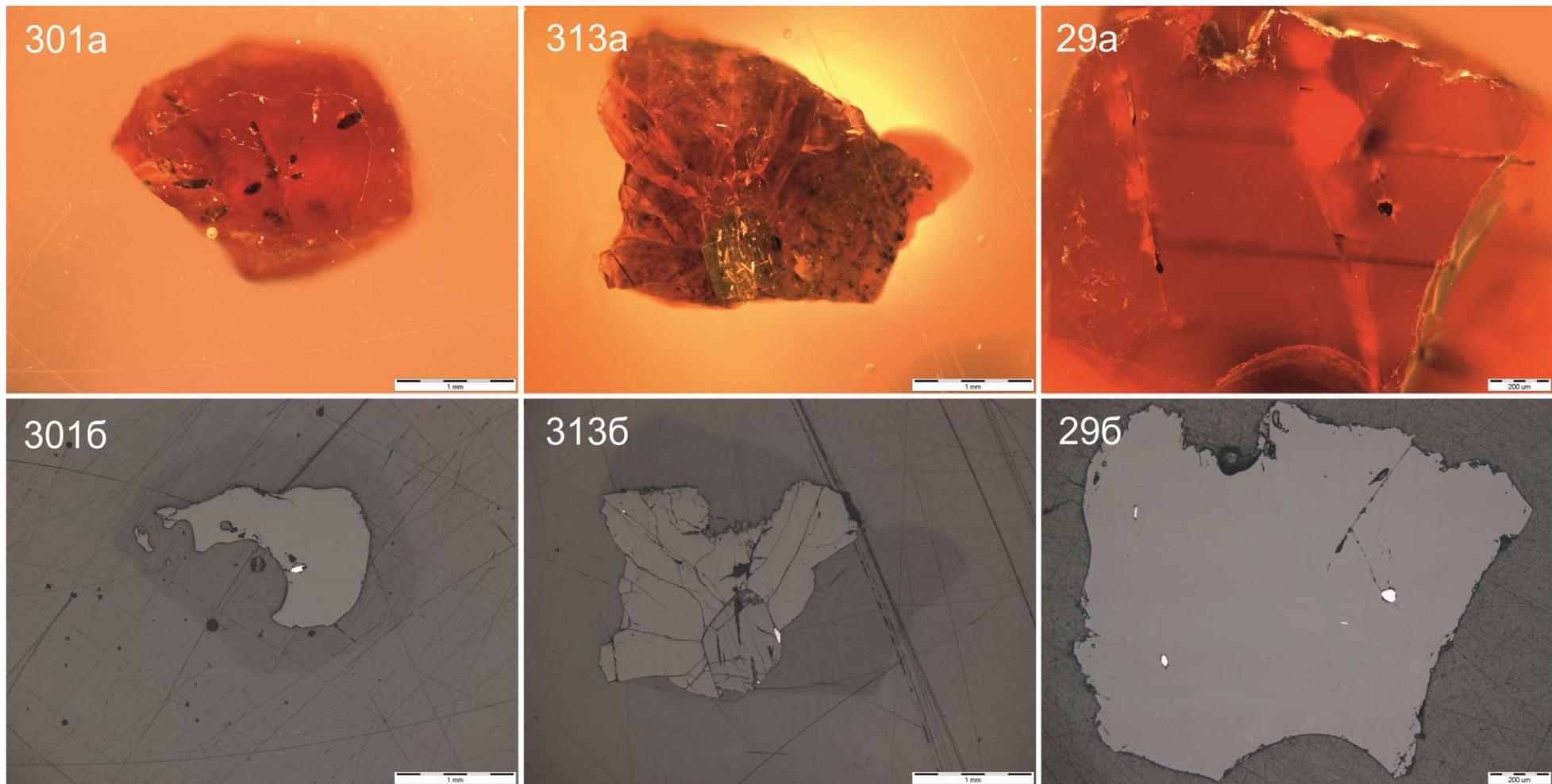


Рис. 4.7. (продолжение). Гранаты с включениями рутила из кимберлитовой трубки Интернациональная.

301 – перидотитовый гранат с включениями хромистого рутила; 313 – сросток перидотитового граната с клинопироксеном, включение рутила на контакте; 29 – эклогитовый гранат с включениями рутила.

а – фотография в проходящем свете, б – фотография в отраженном свете.

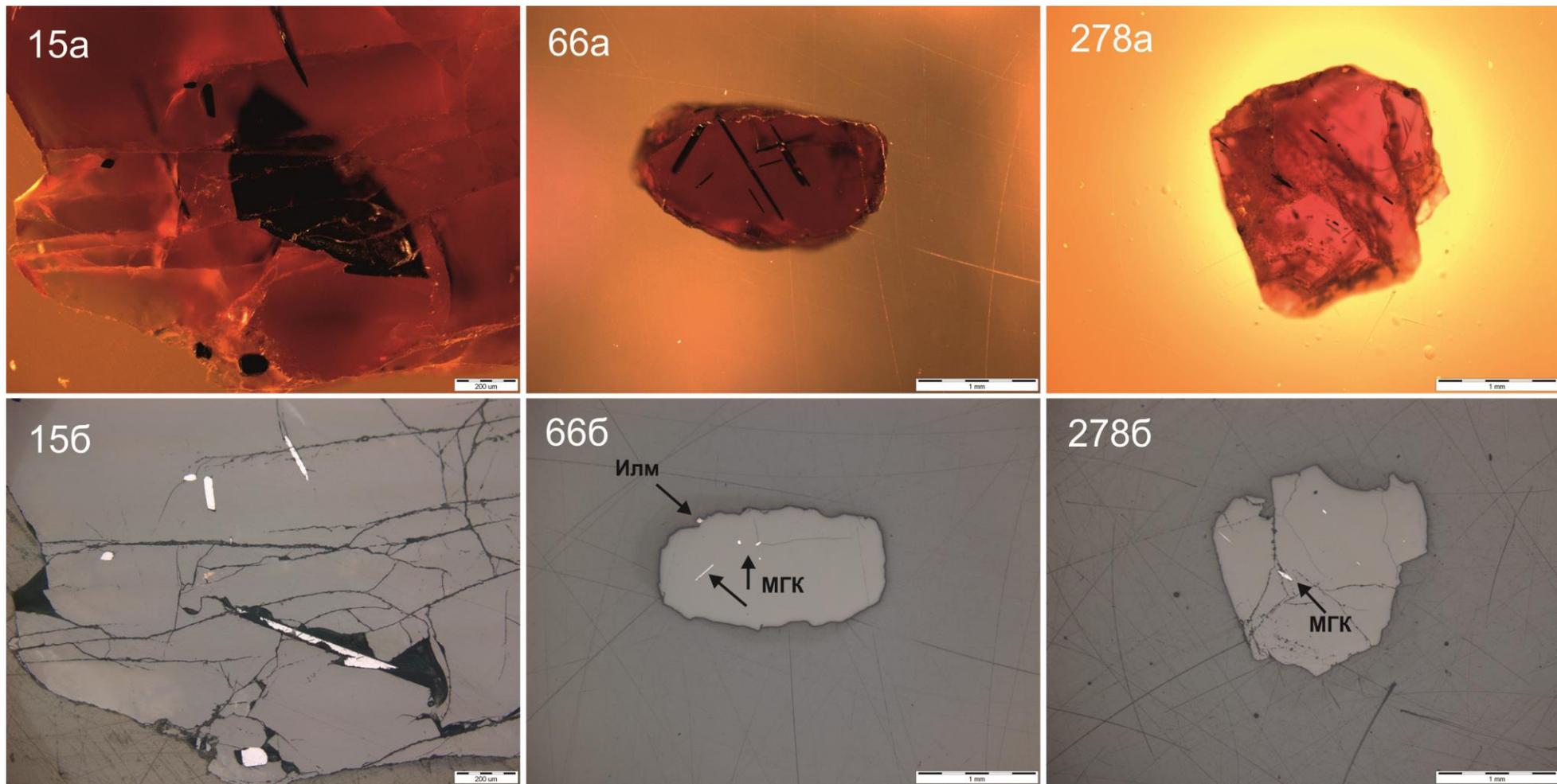


Рис. 4.8. Гранаты с включениями минералов группы кричтонита (МГК) из кимберлитовой трубки Интернациональная.

а – фотография в проходящем свете, б – фотография в отраженном свете.

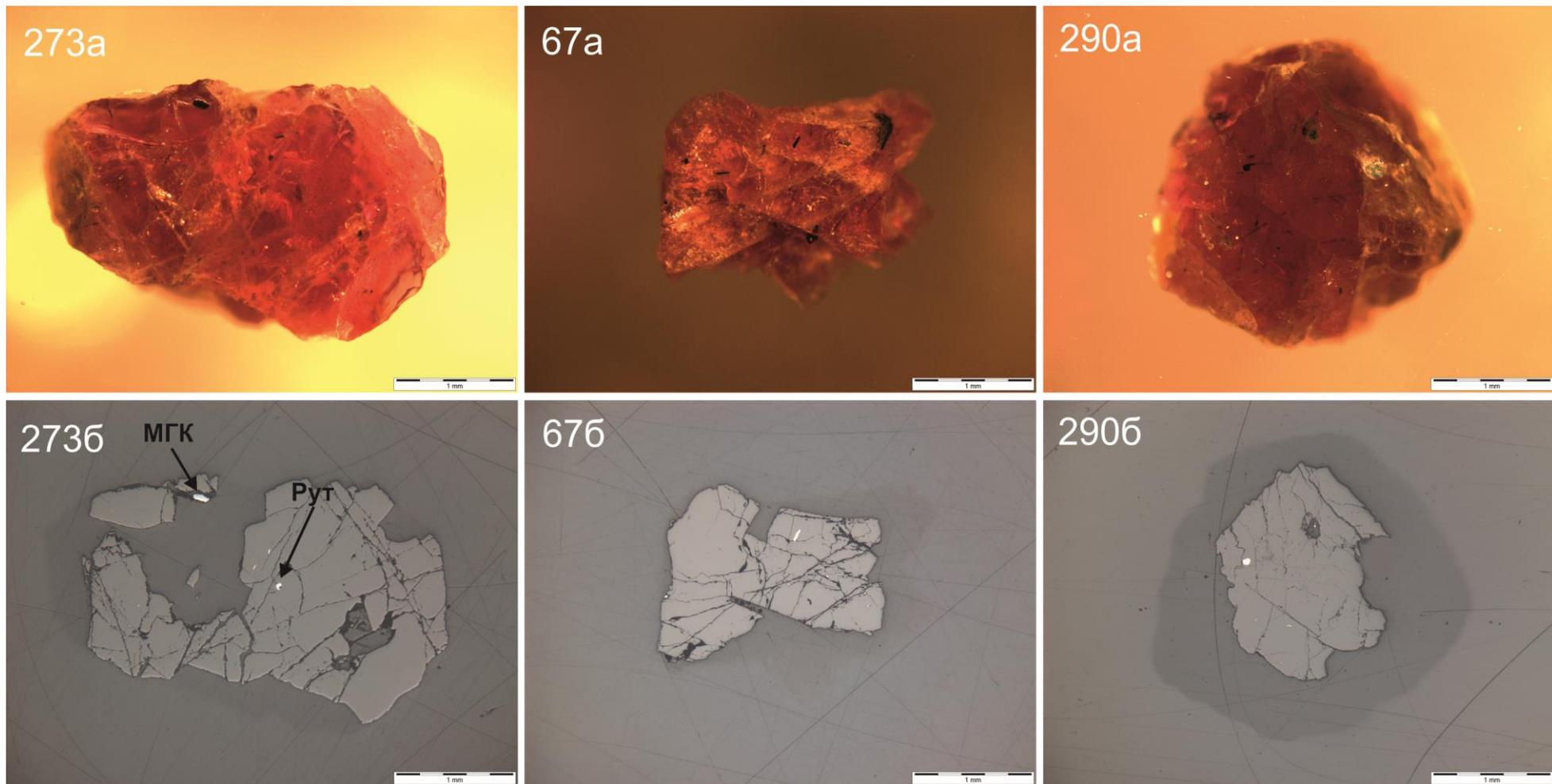


Рис. 4.8. (продолжение). Гранаты с включениями минералов группы кричтонита (МГК) из кимберлитовой трубки Интернациональная.

а – фотография в проходящем свете, б – фотография в отраженном свете.

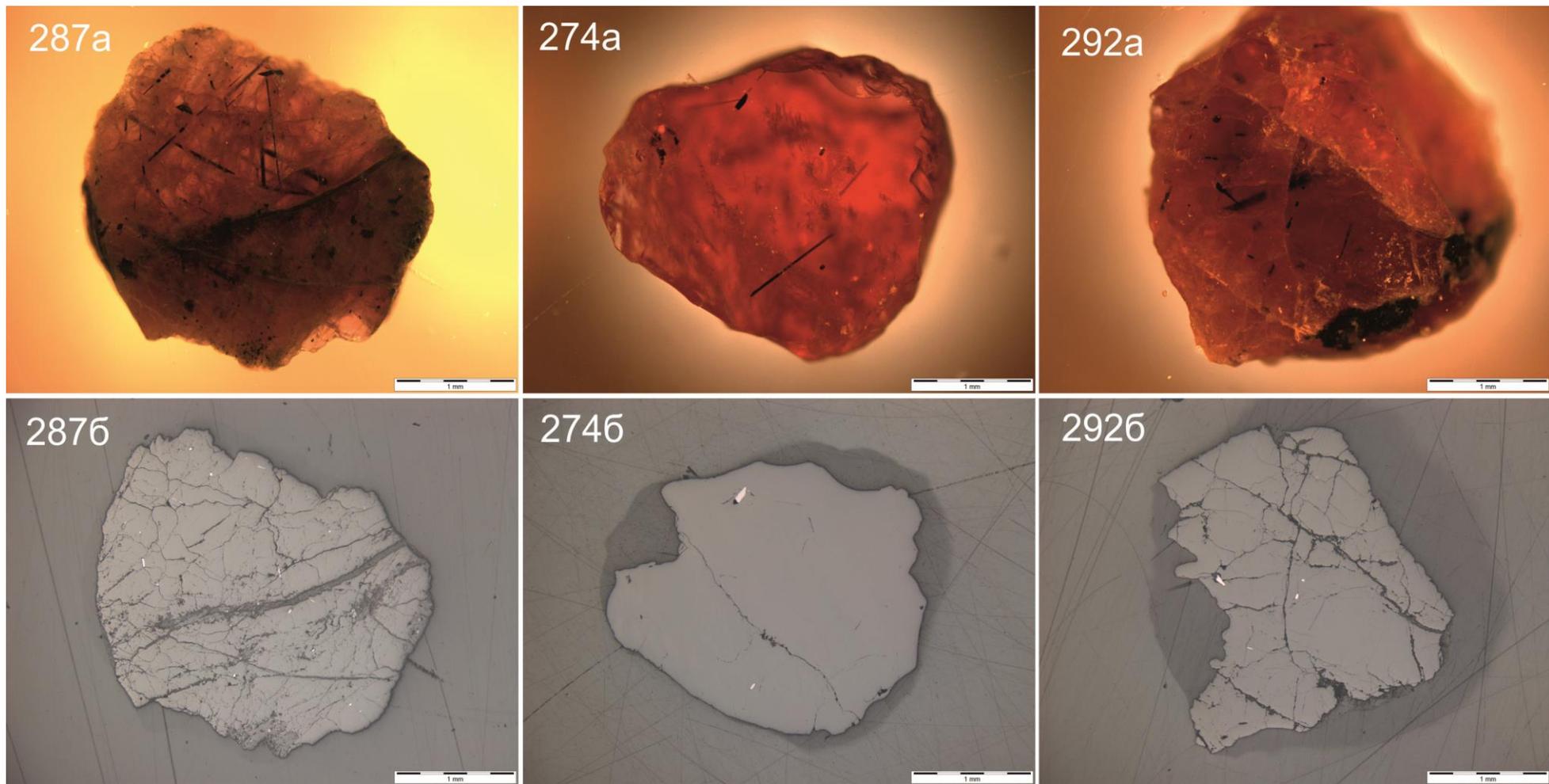


Рис. 4.9. Гранаты с включениями пикроильменита из кимберлитовой трубки Интернациональная.

287, 274, 292 – перidotитовые гранаты с включениями пикроильменита.

а – фотография в проходящем свете, б – фотография в отраженном свете.

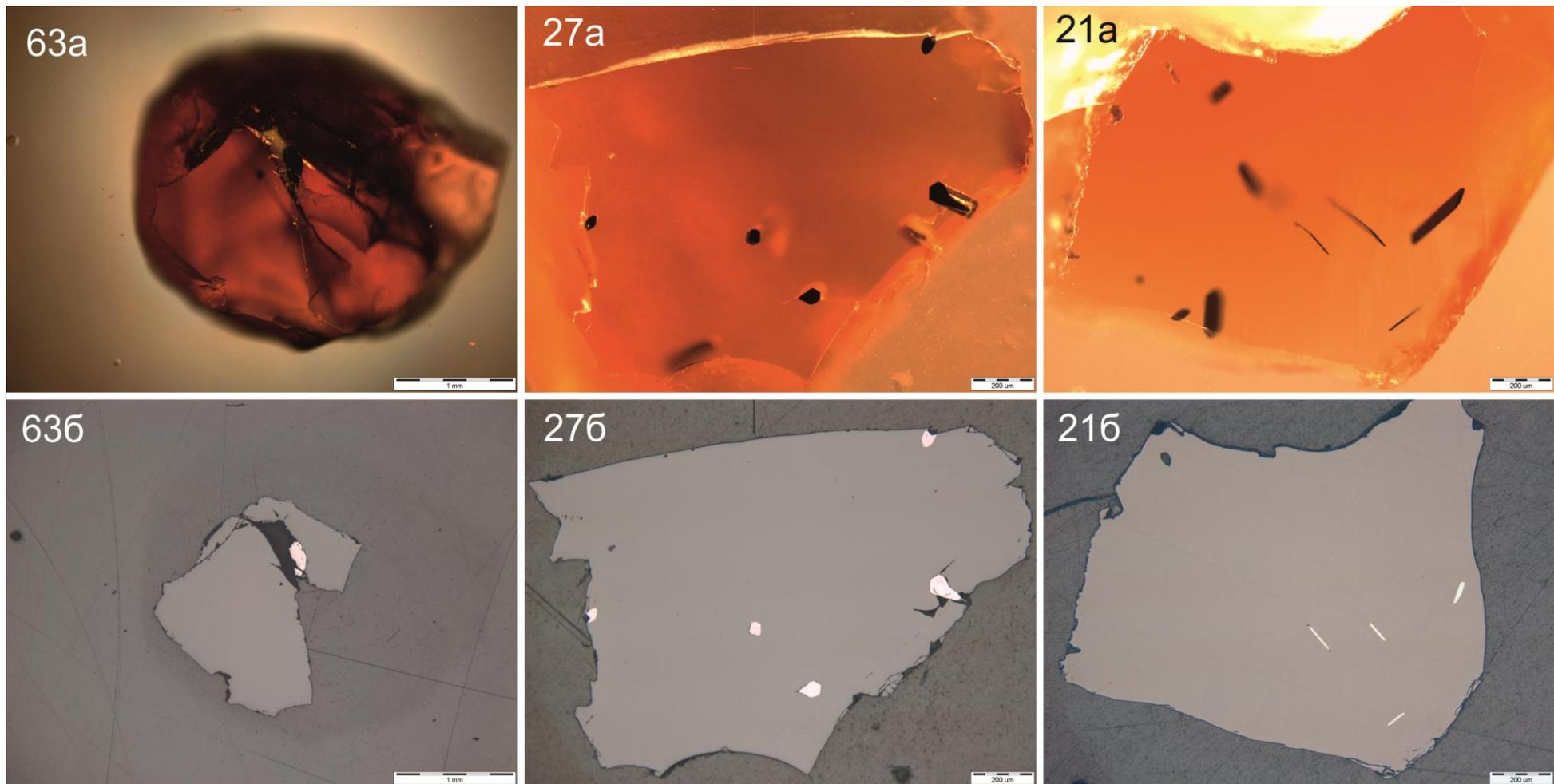


Рис. 4.9. (продолжение). Гранаты с включениями пикроильменита из кимберлитовой трубки Интернациональная.

63, 27, 21 – эклогитовые гранаты с включениями пикроильменита.

а – фотография в проходящем свете, б – фотография в отраженном свете.

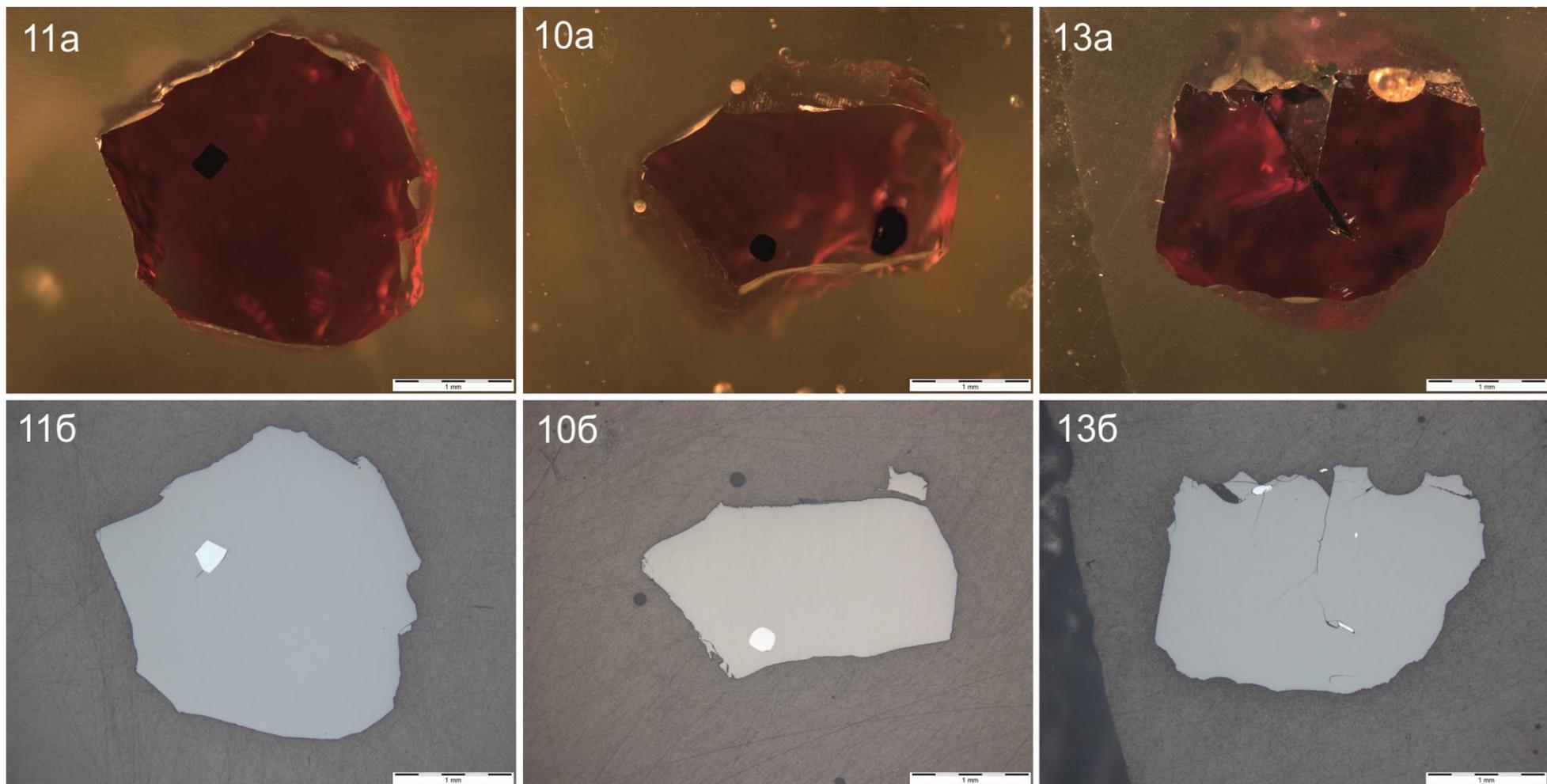


Рис. 4.10. Гранаты с включениями хромита из кимберлитовой трубки Интернациональная.

а – фотография в проходящем свете, б – фотография в отраженном свете.

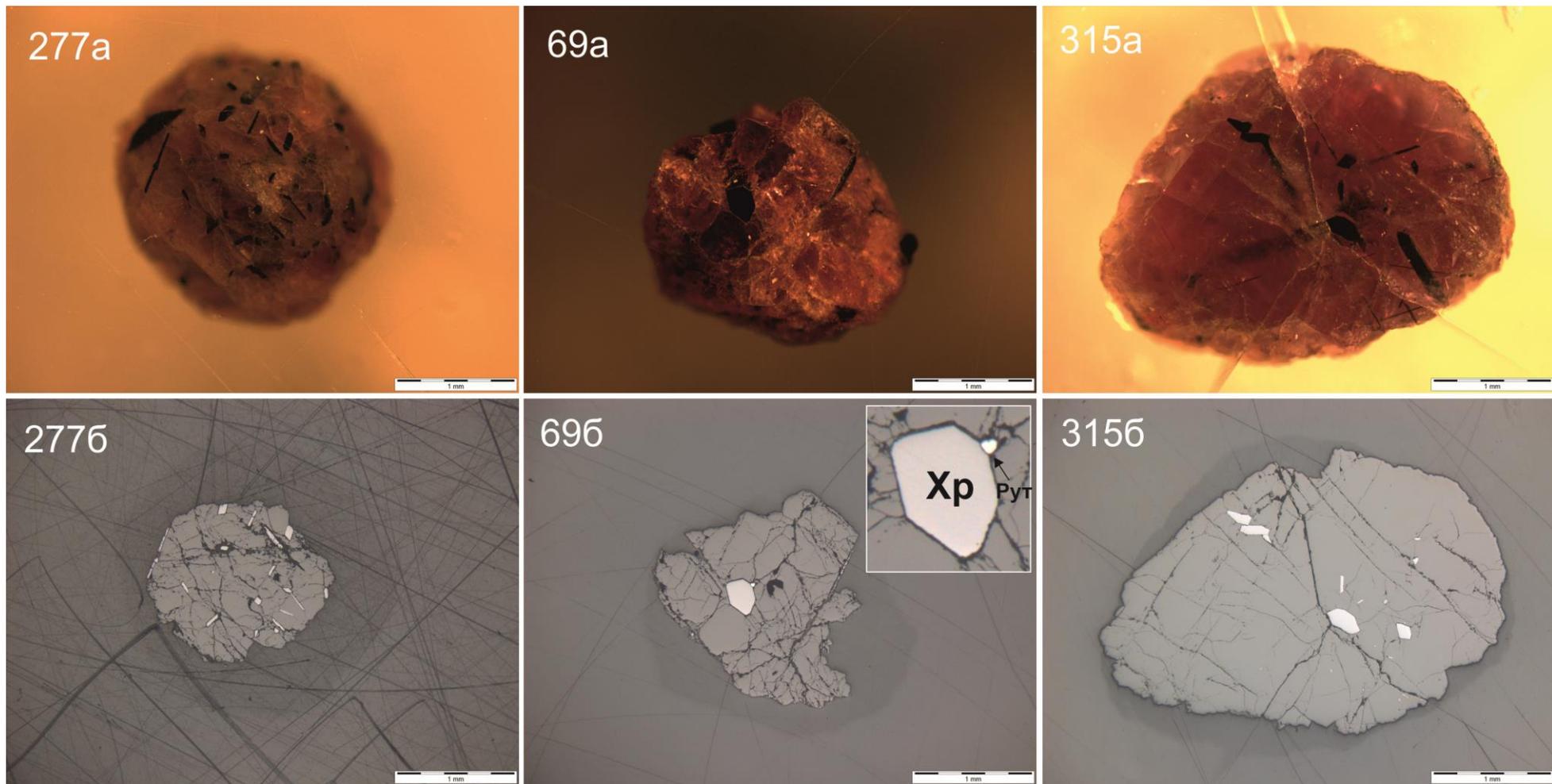


Рис. 4.10. (продолжение). Гранаты с включениями хромита из кимберлитовой трубки Интернациональная.

а – фотография в проходящем свете, б – фотография в отраженном свете.

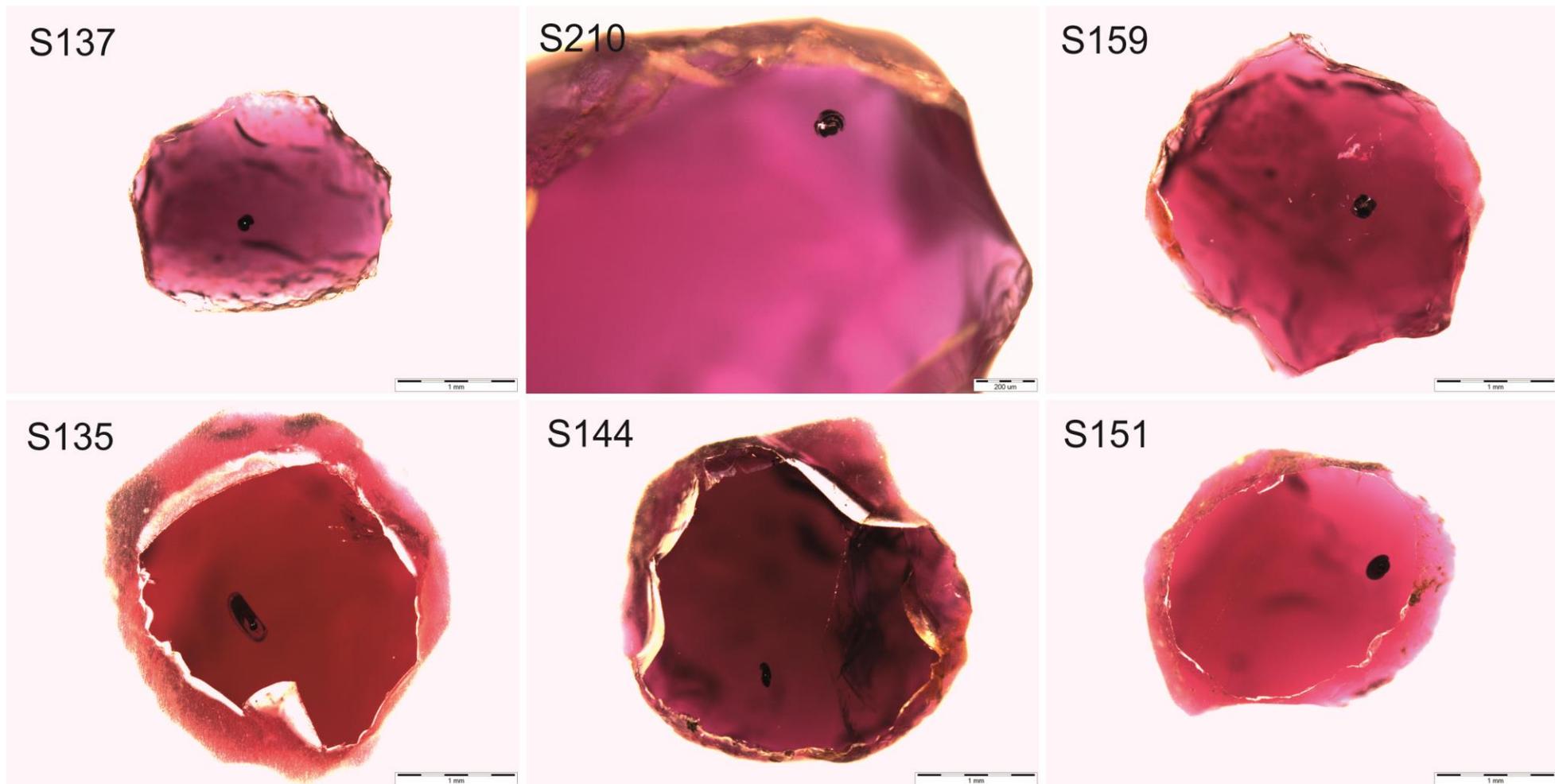


Рис. 4.11. Гранаты с включениями сульфидов из кимберлитовой трубки Интернациональная.

Фотографии в проходящем свете.

ГЛАВА 5: ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ

5.1. Химический состав включений рутила

Химический состав включений рутила в перидотитовых гранатах

Исследованные включения рутила в 39 гранатах ультраосновного парагенезиса характеризуются необычно высокими содержаниями примесей, которые в сумме достигают 27 мас. %. Химический состав изученных включений рутила приведен в Приложении Б. Содержания элементов-примесей в рутиле варьируют в следующих пределах, мас. %: Cr_2O_3 0,64–9,75; Nb_2O_5 до 15,57; Ta_2O_5 до 1,73; ZrO_2 до 0,76; Fe_2O_3 0,17–6,37; Al_2O_3 0,05–1,75; MgO до 1,04; V_2O_5 до 0,74. В работах (Костровицкий, Гаранин, 1992; Варламов и др., 1995; Wang et al., 1999) было показано, что рутил, сосуществующий с хромистым пиропом, характеризуется высоким содержанием Cr. В исследованных рутилах в пиропе из трубки Интернациональная также обнаружено высокое содержание Cr_2O_3 , которое положительно коррелирует с содержанием Cr_2O_3 во вмещающем пиропе. Необходимо отметить, что рутил имеет более высокое содержание Cr_2O_3 , чем вмещающий пироп ($\text{Cr}_2\text{O}_3_{\text{рутил}} > \text{Cr}_2\text{O}_3_{\text{пироп}}$). Подобная корреляция в паре рутил–хромистый пироп также была обнаружена для ультраосновных брекчий диатремы Гарнет Ридж (Wang et al., 1999).

Повышенные концентрации Nb и прочих высокозарядных элементов (Ta, Zr) обнаружены не во всех изученных рутилах: включения рутила с содержанием $\text{Nb}_2\text{O}_5 > 1$ мас.% встречаются в 16 пиропе из 39 (примерно 40%). Nb-содержащие рутилы встречаются в широком спектре пород (например, в эклогитах, карбонатитах, гранитных пегматитах и др.), однако такие рутилы имеют низкие содержания Cr_2O_3 . В пиропе INT-5 изучено 10 зерен рутила. Содержания Cr_2O_3 и Nb_2O_5 в этих включениях достигают 9,75 и 9,35 мас. % соответственно, а сумма $\text{Nb}_2\text{O}_5 + \text{Ta}_2\text{O}_5 + \text{ZrO}_2 - 11,5$ мас. %. В обр. INT-335 в одном из четырех изученных зерен рутила во внешней кайме мощностью 8–15 мкм содержание Nb_2O_5 достигает 15,57 мас.% по сравнению с 4,5 мас. % в центральной части зерна (Рис. 5.1, 5.2).

В большинстве образцов состав включений рутила в пределах одного зерна пироба однороден. Незначительные вариации в содержании примесей в рутиле, вероятно, обусловлены наличием ламелей ильменита, которые являются характерной чертой мантийных рутилов (Sobolev, Yefimova, 2000; Haggerty, 1991) и широко представлены в изученных образцах, особенно в крупных включениях. Тем не менее в ряде образцов наблюдаются значимые вариации по содержанию Cr_2O_3 . Например, в обр. INT-288 изучено три включения рутила, содержание Cr_2O_3 в которых составляет 5,47, 6,63, 9,51 мас.%.

Рутилы в пиробах из трубки Интернациональная характеризуются наиболее высокими содержаниями Cr_2O_3 (до 9,75 мас. %) и Nb_2O_5 (до 15,57 мас. %) среди рутилов, присутствующих в виде включений в мантийных хромистых пиробах. Необходимо отметить, что содержание Cr_2O_3 в рутиле в пиропе INT-5 (9,75 мас. %) является также максимальным из описанных в литературе на настоящее время (Рис. 5.1).

Исследованные рутилы в пиробах трубки Интернациональная по содержаниям Cr_2O_3 и Nb_2O_5 в значительной степени перекрываются с составами рутила из ксеногенного материала кимберлитов ЮАР (Haggerty, 1991; Jones et al., 1982; Konzett et al., 2013; Schulze, 1990; Tollo, Haggerty, 1987) и рутила в виде включений в хромистых пиробах из ультраосновной диатремы Гарнет Ридж (Wang et al., 1999) (Рис. 5.1). Отдельная группа крупных нодулей (0.5–1 см) Cr–Nb рутила метасоматического генезиса с исключительно высокими содержаниями Cr_2O_3 до 8,21 и Nb_2O_5 до 20,9 мас. % была описана в кимберлитах трубки Орапа, Ботсвана (Tollo, Haggerty, 1987). В единственном изученном к настоящему времени минеральном включении рутила в алмазе перидотитового парагенезиса из трубки Мир содержание Cr_2O_3 составляет 2,25 мас. % (Sobolev, Yefimova, 2000; Malkovets et al., 2016).

Химический состав включений рутила в эклогитовых гранатах

Содержание примесей во включениях рутила в двух эклогитовых гранатах существенно ниже, чем во включениях рутила в перидотитовых гранатах. Содержание TiO_2 составляет от 96,9 до 99,7 мас.%; Cr_2O_3 0,06 – 0,14 мас.%, Nb_2O_5 до 0,06 мас. %, ZrO_2 до 0,06 мас.%, Fe_2O_3 0,62–1,60 мас.%, Al_2O_3 0,23 – 0,64 мас.%, MgO до 0,24 мас. % и V_2O_5 0,07–0,27 мас. %.

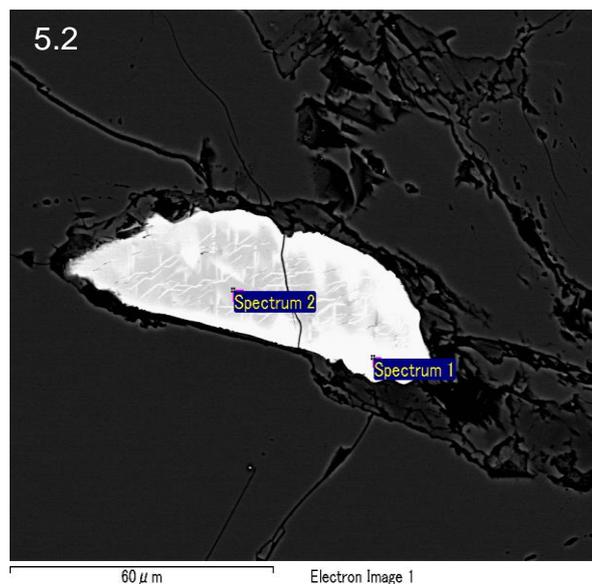
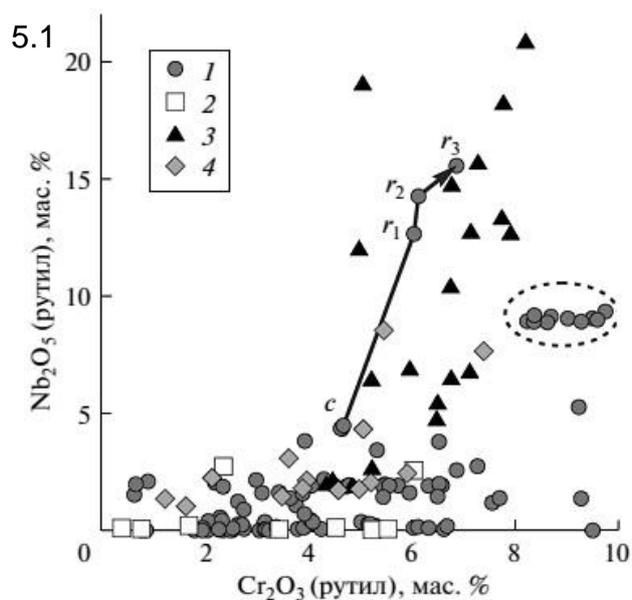


Рис. 5.1. Химический состав включений рутила на диаграмме Cr_2O_3 – Nb_2O_5 .

- 1– включения рутила в пиробах из трубки Интернациональная;
- 2– включения рутила в пиробах из диатремы Гарнет Ридж (Wang et al., 1999);
- 3– рутил в крупных метасоматических нодулях из кимберлитов трубки Орапа, Ботсвана (Tollo, Haggerty, 1987);
- 4 – рутилы из ксеногенного материала кимберлитов ЮАР (Jones et al., 1982; Schulze, 1990; Haggerty, 1991; Konzett et al., 2013).

Пунктирной линией обведены точки составов включений рутила из обр. INT-5. Стрелка соединяет точки составов центра (с) и края (r_1 , r_2 , r_3) включения рутила из обр. INT-335.

Рис. 5.2. Негомогенное по содержанию Nb_2O_5 зерно хромистого рутила из образца INT-335. Фото в отраженных электронах.

5.2. Химический состав включений минералов группы кричтонита

Химические составы минералов группы кричтонита в изученных образцах значимо не различаются в пределах одного зерна пироба, однако варьируют среди различных зерен. Содержания крупных катионов в позиции А изменяются в следующих пределах (мас.%): BaO до 5,22; SrO 0,35–3,00; La₂O₃ 0,07–1,39; Ce₂O₃ 0,21–2,30; CaO 0,52–2,27; Na₂O 0,03–0,63; K₂O 0,04–0,80; в остальных позициях: TiO₂ 56,04–69,84; Cr₂O₃ 6,54–19,22; Fe в виде FeO 6,21–11,28; MgO 3,10–5,03; Al₂O₃ 1,09–4,50; ZrO₂ 1,22–4,13; MnO 0,10–0,22; V₂O₅ 0,01–0,57. Другие РЗЭ, кроме La, Ce, в значимых количествах (более 0,2 мас. %) не представлены. Химический состав включений минералов группы кричтонита приведен в Приложении В.

Поскольку в СКЛМ наиболее распространены минералы серии LIMA (линдслейит-матиасит), хорошо изученные по образцам из ксеногенного материала в кимберлитах ЮАР, целесообразно провести анализ состава изученных минералов группы кричтонита на основе сравнения с южноафриканскими находками. По сравнению с минералами группы кричтонита из кимберлитов ЮАР, включения в пиробах из трубки Интернациональная характеризуются несколько иным составом в отношении крупных катионов позиции А. В большинстве образцов наблюдаются повышенные содержания Sr, Ca, Na, LREE относительно серии LIMA, в то время как содержание Ba и K в среднем существенно ниже, чем у линдслейита и матиасита соответственно (Рис. 5.3). Близкие составы имеют и минералы группы кричтонита в пиробах из диатремы Гарнет Ридж (Wang et al., 1999). Тем не менее следует отметить, что пять включений в пиробах из трубки Интернациональная (данная работа) характеризуются доминированием Ba в позиции А и, в соответствии с номенклатурой, являются линдслейитами. От минералов серии LIMA в кимберлитах ЮАР такие линдслейиты отличаются в первую очередь пониженным содержанием К (Рис. 5.3, 5.4).

Содержание TiO₂ в минералах LIMA, как правило, 52–63 мас. % (Haggerty, 1991; Haggerty et al., 1983; Konzett et al., 2013). В образцах из трубки Интернациональная содержание TiO₂ составляет 56–70 мас. % (данная работа; Варламов и др., 1995), в минералах группы кричтонита в пиробах дайки Алданская 56,9–68,3 мас.% (Костровицкий, Гаранин, 1992); в минералах группы кричтонита в пиробах Гарнет Ридж 52,5–68,5 мас. % (Wang et al., 1999). Минералы группы кричтонита в хромистых пиробах (данная работа; Костровицкий, Гаранин, 1992; Варламов и др., 1995; Wang et al., 1999) и минералы LIMA имеют сходное содержание FeO + Fe₂O₃ + MgO, на уровне 10–17 мас. %.

Для минералов группы кричтонита, образовавшихся в условиях литосферной мантии, характерны высокие содержания Cr₂O₃ (Костровицкий, Гаранин, 1992; Варламов и др., 1995; Haggerty et al., 1983; Haggerty, 1991; Wang et al., 1999; Vrana, 2008; Konzett et al., 2013). Для минералов LIMA типичны содержания Cr₂O₃ 12–18 мас. %; для образцов в данной работе

содержание Cr_2O_3 составляет 6,5–19 мас. %, для минералов группы кричтонита в пиропсах дайки Алданская Cr_2O_3 11,4–22,7 мас.% (Костровицкий, Гаранин, 1992). Включения минералов группы кричтонита в пиропсах Гарнет Ридж характеризуются как очень высоким (21,00 мас. %), так и очень низким содержанием Cr_2O_3 (1,24 мас. %); последнее обнаружено в низкохромистом пиропе с содержанием Cr_2O_3 0,27 мас. % (Wang et al., 1999).

В целом по содержанию главных элементов (Ti, Fe, Mg, Cr) в позициях В, С, Т, на которых приходится в сумме 18–21 ф.е., минералы LIMA и минералы группы кричтонита в пиропсах весьма близки. Однако содержание Al_2O_3 в минералах LIMA, как правило, не более 1 мас. %, в то время как в минералах группы кричтонита в пиропсах содержание Al_2O_3 достигает 4,5 мас. % (Рис. 5.4). У минералов LIMA несколько выше содержания ZrO_2 – до 7,5 мас. % (Haggerty, 1991). Содержание Nb_2O_5 в минералах LIMA может превышать 1,5 мас. % (Konzett et al., 2013), в минералах группы кричтонита из пиропов трубки Интернациональная максимальное содержание Nb_2O_5 составляет 0,22 мас. %, а из пиропов Гарнет Ридж – 0,17 мас. % (Wang et al., 1999).

Значительный интерес представляет пироп INT-15, в котором изучено 5 крупных включений минерала группы кричтонита, одно из которых – пластинчатое образование размером 0,7×0,7 мм и толщиной 80 мкм. Включения в обр. INT-15 характеризуются также наивысшим содержанием Cr_2O_3 (18,5–19 мас.%) и LREE ($\text{La}_2\text{O}_3 + \text{Ce}_2\text{O}_3$ 3,22–3,58 мас. %) среди изученных в ходе работы включений и сравнительно низким содержанием TiO_2 (57–58 мас. %).

Обобщая полученные результаты и литературные данные, можно сделать вывод, что отличия между LIMA и включениями минералов группы кричтонита в пиропсах (Wang et al., 1999; Vrana, 2008; Резвухин и др., 2016а, 2016б) заключаются, прежде всего, в различном содержании катионов позиции А, что позволяет оконтурить соответствующие поля составов (Рис. 5.3). Особенностью минералов группы кричтонита в пиропсах является преобладание катионов Na над K в большинстве образцов, в то время как для минералов серии LIMA характерно доминирование K (Рис. 5.4).

Потенциально новый минеральный вид в группе кричтонита

Пересчет химического анализа включений минералов группы кричтонита на формульные единицы показал, что помимо известных разновидностей в пределах данной группы (линдслейит, ловерингит), обнаруживается также не утвержденный ранее минеральный вид с преобладанием Sr в позиции А и Fe в позиции В (Таблица 1, Рис. 5.5). Данный минеральный вид схож по составу с минералами серии LIMA по содержанию Ti, Fe, Cr и Mg, однако отличается от них преобладанием Sr в позиции А и Fe в позиции В. Пересчет данных из работы

(Wang et al., 1999) свидетельствует о том, что описанные в этой статье включения в пиропе также соответствуют потенциально новому Sr (Fe,Zr) члену группы.

Таким образом, включения минералов группы кричтонита в хромистых пиробах значительно отличаются по составу катионов в позиции А от широко описанных минералов серии LIMA из кимберлитов ЮАР. Различия в этом компоненте настолько существенны, что возможно выделение нового минерального вида группы кричтонита по данным изучения включений в пиробах.

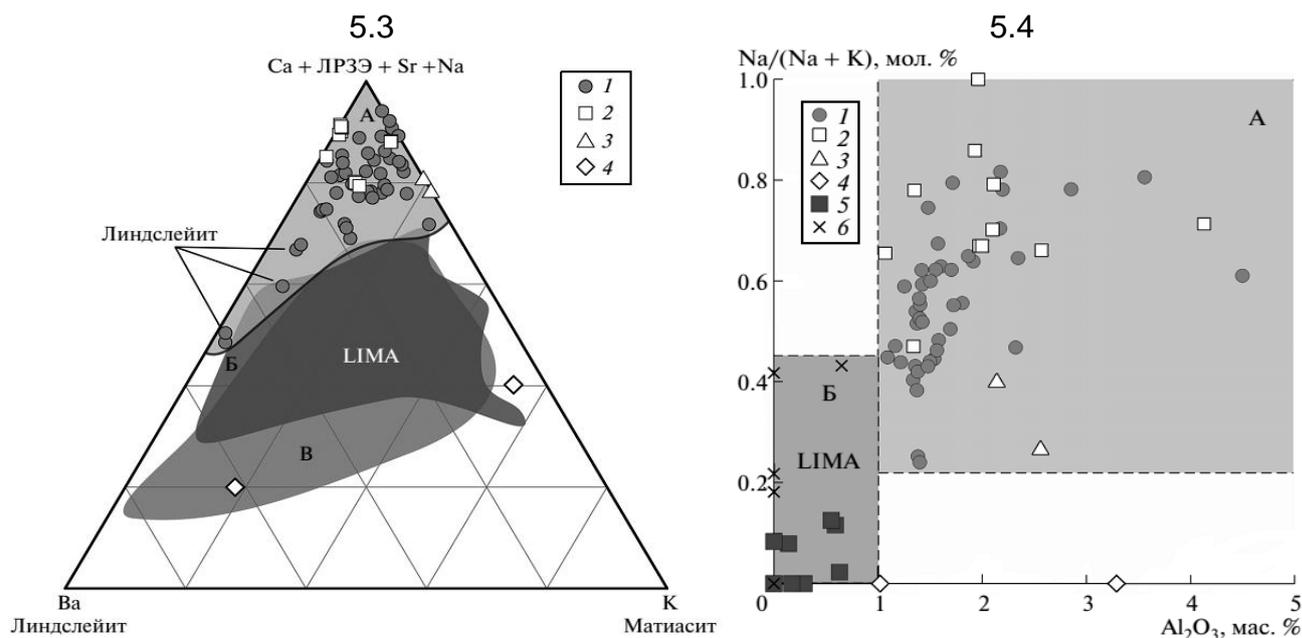


Рис. 5.3. Химический состав минералов группы крчтонита на тройной диаграмме Ва–К–Са +ЛРЗЭ + Sr + Na (мол. %).

Оконтурены составы минералов группы крчтонита: А – включения в хромистых пиробах (данная работа; Wang et al., 1999; Vrana, 2008), Б – минералы LIMA из концентрата кимберлитов ЮАР (Haggerty, 1991), В – минералы LIMA из ксенолита шпинелевого гарцбургита из отвалов Бошоф Род, провинция Каапвааль, ЮАР (Konzett et al., 2013). Для включений минералов группы крчтонита в алмазах (Соболев и др., 1988; Sobolev et al., 1997) содержание Na_2O не определялось.

Рис. 5.4. Химический состав минералов группы крчтонита на диаграмме Al_2O_3 (мас. %) – $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$ (мол. %).

Оконтурены составы минералов группы крчтонита: А – включения в хромистых пиробах, Б – минералы LIMA из ЮАР. Для включений минералов группы крчтонита в алмазах (Соболев и др., 1988; Sobolev et al., 1997) содержание Na_2O не определялось

- 1 – включения в пиробах из трубки Интернациональная;
- 2 – включения в пиробах из диатремы Гарнет Ридж (Wang et al., 1999);
- 3 – включение в пиробе Чешского массива (Vrana, 2008);
- 4 – включения в алмазах Сибирского кратона (Соболев и др., 1988; Sobolev et al., 1997);
- 5 – минералы LIMA из концентрата кимберлитов ЮАР (Haggerty, 1991);
- 6 – минералы LIMA из ксенолита шпинелевого гарцбургита из отвалов Бошоф Род, провинция Каапвааль, ЮАР (Konzett et al., 2013);

Таблица 1. Список минеральных видов группы кричтонита с указанием типичных катионов в различных позициях. X = 38 для всех минеральных видов в группе кричтонита. Цветом выделены минеральные виды, обнаруженные в образцах из литосферной мантии.

Минеральный вид	Позиция				
	M0(A)	M1(B)	M2(T)	M3-M5(C)	X
Ландауит	Na, Pb	Mn, Y	Zn ₂	(Ti,Fe,Nb) ₁₈	O, OH
Ловерингит	Ca, REE	Zr, Fe	(Mg, Fe) ₂	(Ti,Fe,Cr,Al) ₁₈	O
Линдслейит	Ba, K	Zr, Fe	(Mg, Fe) ₂	(Ti,Cr,Fe) ₁₈	O
Матиасит	K, Na, Ba, Sr	Zr, Fe	(Mg, Fe) ₂	(Ti,Cr,Fe) ₁₈	O
Давидит-(La)	La, Ce, Ca	Y, REE, U	(Fe, Mg) ₂	(Ti,Fe,Cr,V) ₁₈	O, OH
Давидит-(Ce)	Ce, La	Y, REE, U	(Fe, Mg) ₂	(Ti,Fe,Cr,V) ₁₈	O, OH
Кричтонит	Sr, Ba, Pb	Mn	(Fe, Zn) ₂	(Ti,Fe) ₁₈	O
Дессауит-(Y)	Sr, Pb	Y, U	(Fe, Zn) ₂	(Ti,Fe ³⁺) ₁₈	O
Сенаит	Pb, Sr	Mn	(Fe, Zn) ₂	(Ti,Fe) ₁₈	O, OH
Грамациолиит-(Y)	Pb, Sr	Y, Mn	(Fe, Zn) ₂	(Ti,Fe) ₁₈	O
Клейсонит	Pb, Sr	U ⁴⁺ , U ⁶⁺	(Fe ²⁺ , Zn) ₂	(Ti,Fe ²⁺ ,Fe ³⁺) ₁₈	O, OH
Пазероит	Pb, Sr	Mn ²⁺	(Mn,Fe ²⁺) ₂	(V,Ti, Fe ³⁺) ₁₈	O
U-сенаит	(Pb, O) _{0,25}	U _{0,48}	Met _{1,34} **	(Met _{0,78} Ti _{0,93} Ti _{0,9}) ₆	O
Альмейдаит	Pb _{0,6} Sr _{0,1-0,3}	Mn _{0,6} Y _{0,4}	Zn _{1,5}	Ti _{13,4} Fe _{4,4} ³⁺ Mn _{0,2} ³⁺	O, OH
Без названия	Sr, Ca	Fe, Zr	(Mg, Fe) ₂	(Ti,Cr,Fe,Al) ₁₈	O

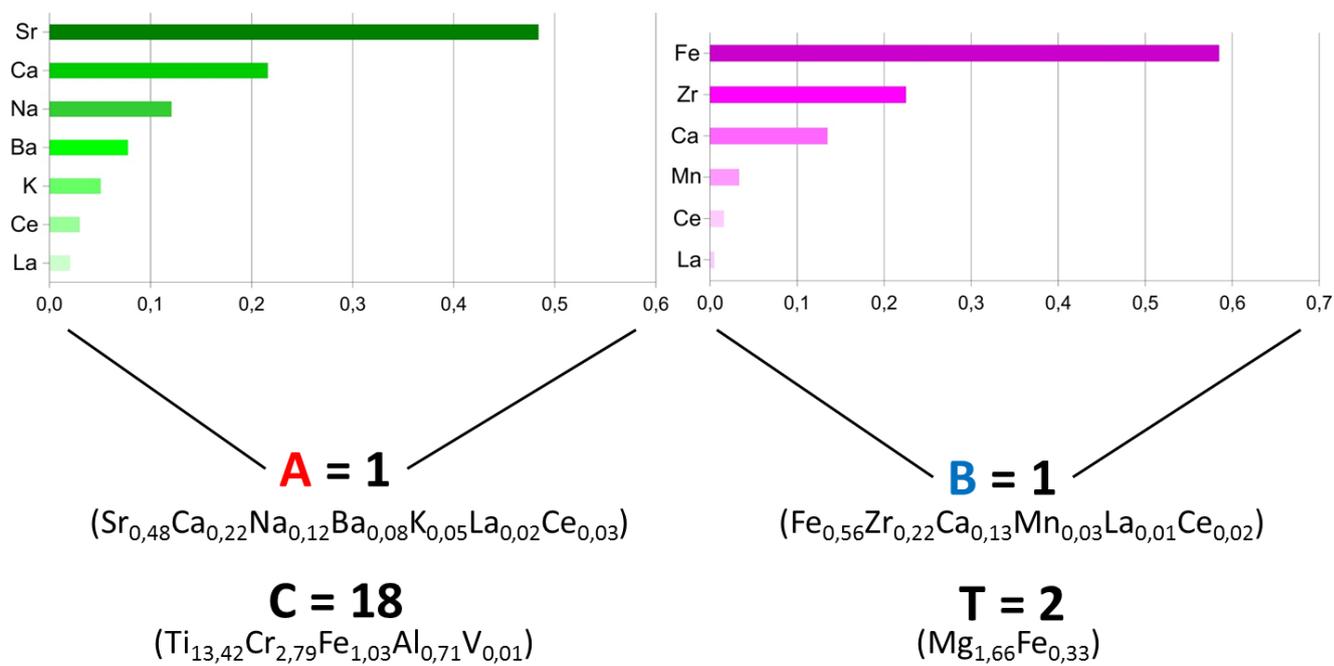


Рис. 5.5. Концентрации катионов в позициях А и В (ф.е.) и рассчитанная формула SrFe минерала из группы кричтонита. O = 38.

5.3. Химический состав включений пикроильменита

Содержание TiO_2 в исследованных включениях пикроильменита составляет от 47,9 до 58,8 мас.%, FeO (общ.) от 23,5 до 42,3 мас.%, MgO от 6,1 до 17,4 мас.%. Главное отличие между включениями пикроильменита в перидотитовых и эклогитовых гранатах состоит в содержании Cr : пикроильменит ультраосновного парагенезиса более хромистый и может содержать до 5,7 мас. % Cr_2O_3 в форме эсколаитового компонента, в то время как максимальное содержание Cr_2O_3 в пикроильмените в эклогитовом гранате составляет 0,18 мас.%. Поскольку при высоких температурах ильменит образует непрерывный ряд твердых растворов с гематитом, то последний практически всегда содержится в ильмените в виде продукта распада. Содержание MnO не превышает 1 мас.%; таким образом, пирофанитовый компонент ($MnTiO_3$) в составе включений пикроильменита практически не представлен. Возможно вхождение в состав Al_2O_3 (до 1,4 мас.%). Включения пикроильменита содержат незначительные количества других примесей; CaO , NiO входят в состав лишь в количестве десятых долей мас. %. Химический состав включений пикроильменита приведен в Приложении Г.

Было проведено сравнение состава пикроильменита в виде включений в гранатах из трубки Интернациональная с составом зерен пикроильменита из концентрата тяжелой фракции этой же трубки (Рис. 5.6, а, б). Составы перекрываются лишь частично: включения пикроильменита в перидотитовых гранатах более титанистые и магниезиальные, но обеднены гематитовым компонентом. Зерна пикроильменита в ксенолитах из метасоматизированных перидотитов ЮАР (Haggerty, 1991) по содержанию TiO_2 занимают промежуточное положение между включениями пикроильменита в гранатах из трубки Интернациональная и ксенокристаллами пикроильменита из концентрата трубки (Рис. 5.6, а, б).

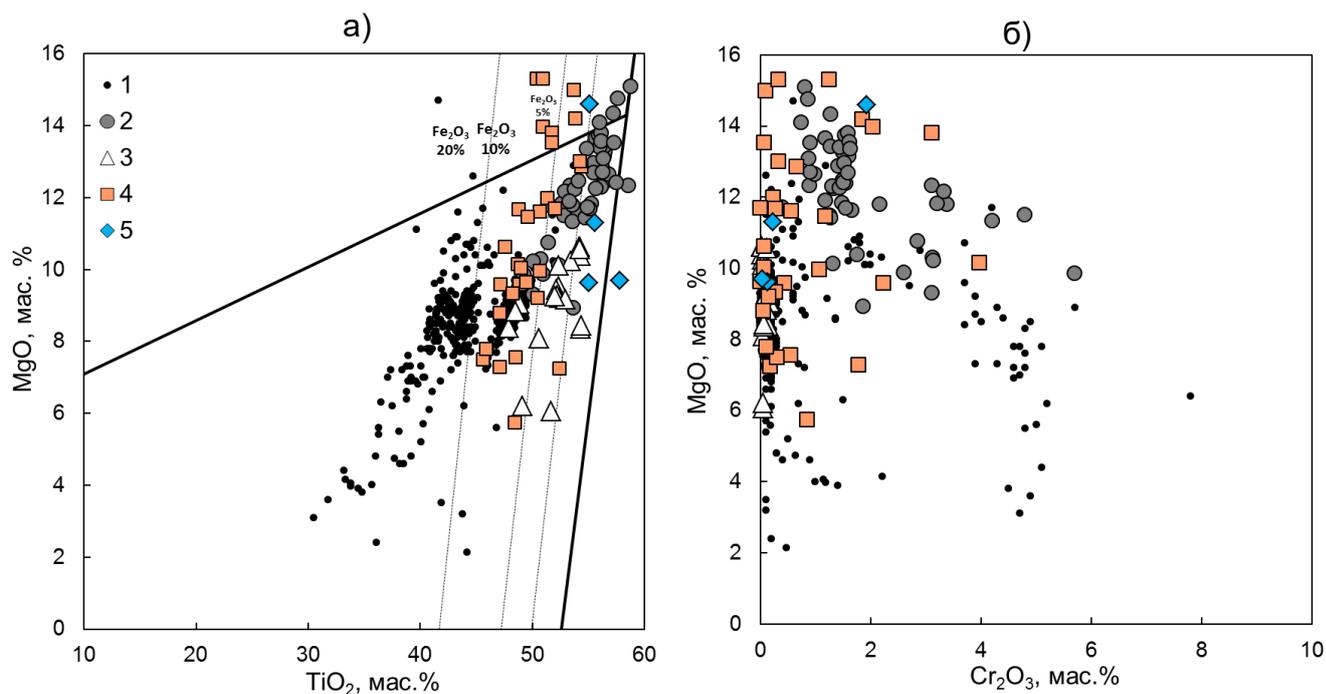


Рис. 5.6. Химический состав пикроильменита в координатах $\text{TiO}_2 - \text{MgO}$ (а) и $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (б).

- 1 – зерна из концентрата кимберлитовой трубки Интернациональная, N=524, по данным лаборатории минералов высоких давлений и алмазных месторождений №451 ИГМ СО РАН.
- 2 – включения в перидотитовых гранатах из трубки Интернациональная.
- 3 – включения в эклогитовых гранатах из трубки Интернациональная.
- 4 – пикроильменит в ксенолитах метасоматизированных перидотитов из кимберлитов ЮАР (Haggerty, 1991)
- 5 – включения в алмазах (Соболев, 1974).

5.4. Химический состав включений шпинелидов

В виде включений в гранатах из кимберлитовой трубки Интернациональная преобладают хромшпинелиды с общей формулой $(\text{Mg,Fe})(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$ (хромпикотит). Помимо включений в однородных по составу гранатах, шпинелиды обнаружены также в пяти зернах хромистого пироба, которые обнаруживают значительные вариации химического состава в пределах зерна. Поскольку особенности химизма и морфологии таких шпинелей и пиробов в достаточной степени специфичны, они будут рассмотрены отдельно.

Включения шпинелидов в химически однородных пиробах

В химически однородных пиробах состав включений характеризуется преобладанием хромитового компонента. 26 гранатов с включениями хромита относятся к лерцолитовому парагенезису, 3 к верлитовому и 1 к гарцбургит-дунитовому. Содержание Cr_2O_3 в основной группе проанализированных хромитов составляет от 45,0 до 60,5 мас.%, Al_2O_3 – от 5,6 до 18,7 мас.%, MgO – от 8,6 до 13,9 мас.%, FeO – 15,7 - 29,4 мас.%. Также было обнаружено одно включение с меньшим содержанием Cr_2O_3 (34,6 мас.%) и большим – Al_2O_3 (31,2 мас.%), по сравнению с хромитами из основной группы (Рис. 5.7). Содержание TiO_2 в изученных включениях хромита варьирует от 0,20 до 2,25 мас.%. Химический состав включений хромита приведен в Приложении Д.

Помимо первичных включений, в пиробе часто обнаруживаются включения вторичной шпинели, которая достаточно часто образуется в результате вторичных изменений граната. Отличить их друг от друга можно по следующим признакам: 1) Вторичная шпинель приурочена к трещинам в пиробе либо к его краю; 2) Ассоциирует с другими вторичными минералами, такими как пироксен, флогопит; 3) Формирует образования неправильной формы; 4) Такая шпинель существенно менее хромистая (<35 мас.% Cr_2O_3).

Сравнение хромшпинелидов в пиробах со шпинелидами из концентрата трубки Интернациональная (Рис. 5.7 а, б) не выявило каких-либо отличий. Их составы перекрываются в значительной степени. Включения хромита в алмазах из трубки Интернациональная характеризуются более высоким содержанием Cr_2O_3 .

Включения хромшпинелидов в химически неоднородных пиробах

В процессе исследования было обнаружено пять химически неоднородных хромистых пиробов, в которых четко прослеживаются две различные зоны. Их подробное описание дано в разделе 6.4. “Геохимическая характеристика неомогенных гранатов”.

Включения в таких пиробах имеют специфическую морфологию, отличающуюся от морфологии большинства хромшпинелидов в пиробе. Шпинелиды образуют пластинчатые и

лейстовидные включения, с цветом от оранжевого до коричневатого-черного (в зависимости от толщины и состава), часто полупрозрачны. В трех таких пиробах обнаружены включения хромитового состава, в то время как в двух других включения представлены шпинелью необычного состава с существенной долей магнетитового компонента и повышенным содержанием TiO_2 (до 4,9 мас.%). В этих двух пиробах включения приурочены к внешней краевой зоне, обогащенной Ca, Fe, Ti и редкими элементами, и обедненной Mg (см. раздел 6.4.) Центральная часть таких пиробов свободна от включений.

Составы включений железо-титан-хромистой шпинели из образцов INT-241 и INT-269 формируют отдельное поле на Рис. 5.7 и не соответствуют возможным вариантам составов шпинелидов из концентрата трубки или в виде включений в алмазах, что свидетельствует об их метасоматическом происхождении. Химический состав включений Fe-Ti-Cr шпинелида приведен в Приложении Д.

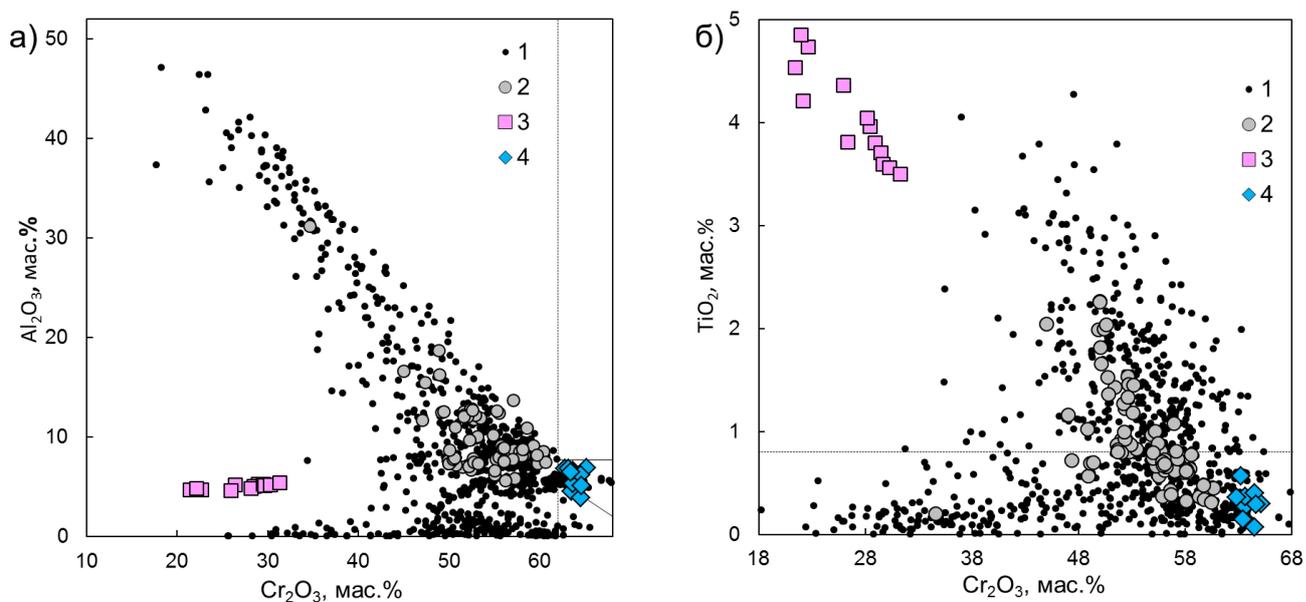


Рис. 5.7. Химический состав шпинелидов на диаграммах $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$ (а) и $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ (б).

- 1 – зерна из концентрата кимберлитовой трубки Интернациональная, N=780, по данным лаборатории минералов высоких давлений и алмазных месторождений №451 ИГМ СО РАН.
 2 – включения в перидотитовых гранатах из трубки Интернациональная.
 3 – включения Fe-Ti-Cr шпинели в негомогенных перидотитовых гранатах из трубки Интернациональная.
 4 – включения в алмазах из трубки Интернациональная (данные Н.В. Соболева).

5.5 Соотношение содержаний Cr_2O_3 в гранате и включениях оксидов

В ряду элементов, отражающих типохимические закономерности и геохимические особенности образования минералов, хром занимает особое положение. Типичные минералы мантийного происхождения содержат его в том или ином количестве, поскольку перидотиты литосферной мантии отличаются повышенным содержанием Cr по сравнению с его кларком в земной коре. Напротив, минералы эклогитовой ассоциации, а также минералы, имеющие коровый парагенезис, отличаются низким содержанием Cr_2O_3 . Например, хромистые перидотитовые пиропы противопоставляются по этому признаку низкохромистым эклогитовым и коровым альмандиновым гранатам. В результате проведенных исследований было обнаружено, что содержание Cr_2O_3 во включениях находится в соответствии по отношению к вмещающему пиропу. Коррелятивная зависимость между содержанием хрома в различных типах включений и вмещающем гранате показана на Рис. 5.8. Такая корреляция свидетельствует о равновесии фаз в отношении хрома, и, следовательно, в отношении других элементов, так как хром обладает наименьшими коэффициентами диффузии. Хромшпинелиды на графиках не представлены, так как Cr для этих минералов является не примесью, а главным элементом, входящим в состав в больших количествах (до 60,5 мас. % для хромитов в перидотитовых гранатах трубки Интернациональная). Подобная положительная корреляция в паре включение высокотитанистого оксида – хромистый пироп была установлена ранее и для образцов из диатремы Гарнет Ридж (Wang et al., 1999).

5.6 Дискриминационные диаграммы для включений оксидов

Выделение полей составов различных оксидных минералов наглядно отображается на бинарных диаграммах. По одной оси целесообразно разместить TiO_2 , так как все оксиды кроме шпинелидов, обнаруженные в гранатах, характеризуются высоким (но разным) содержанием этого компонента. По другой оси можно выбрать любой другой компонент из представленных в составе или их сумму. В данном случае используется Cr_2O_3 , как наиболее характерная примесь, и сумма $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ (Рис. 5.9 а, б). Именно эти две диаграммы наиболее наглядны для визуального разделения минералов по составу, так как все рассматриваемые минералы имеют обособленные поля составов. Наиболее обогащенный Cr_2O_3 и Nb_2O_5 рутил приближается по составу к наиболее титанистому составу минералов группы кричтонита, однако минералы группы кричтонита имеют более высокую сумму $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$. Пределы содержаний TiO_2 , Cr_2O_3 и $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ для каждого типа оксидов указаны в Таблице 2.

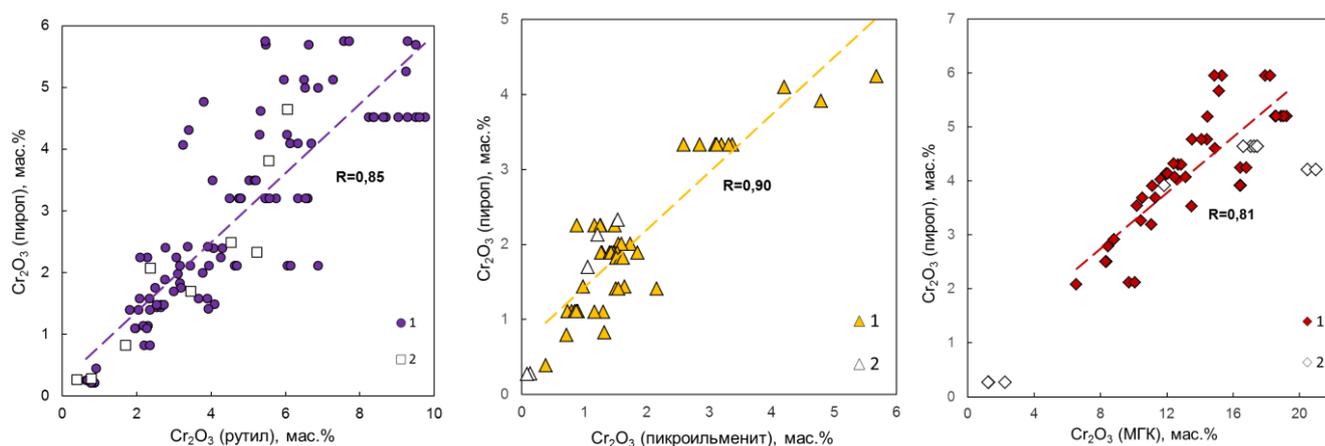


Рис. 5.8. Положительная корреляция содержания Cr_2O_3 во вмещающем гранате и включениях рутила (а), минералов группы кривтонита (б) и пикроильменита (в). R – коэффициент корреляции Пирсона.

1 – гранаты и включения из трубки Интернациональная (данная работа).

2 – гранаты и включения из диатремы Гарнет Ридж (Wang et al., 1999).

Таблица 2. Пределы содержаний TiO_2 , Cr_2O_3 и $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ для каждого типа оксидов.

Минерал	TiO_2	Cr_2O_3	$\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$
Рутил	71,61-99,65	0,06 – 9,75	0,17-7,00
МГК	56,04-69,84	6,54-19,22	9,98-15,06
Пикроильменит	47,91-58,76	0,02-5,68	40,10-49,25
Хромшпинелид	0,20-2,27	34,63*; 45,0-60,63	28,83-38,43
Fe-Ti-Cr шпинель	3,50-4,85	21,44-31,28	59,36-69,03

*Включение хромшпинелида с более низким содержанием Cr_2O_3 (по сравнению с основной группой) из образца INT-10.

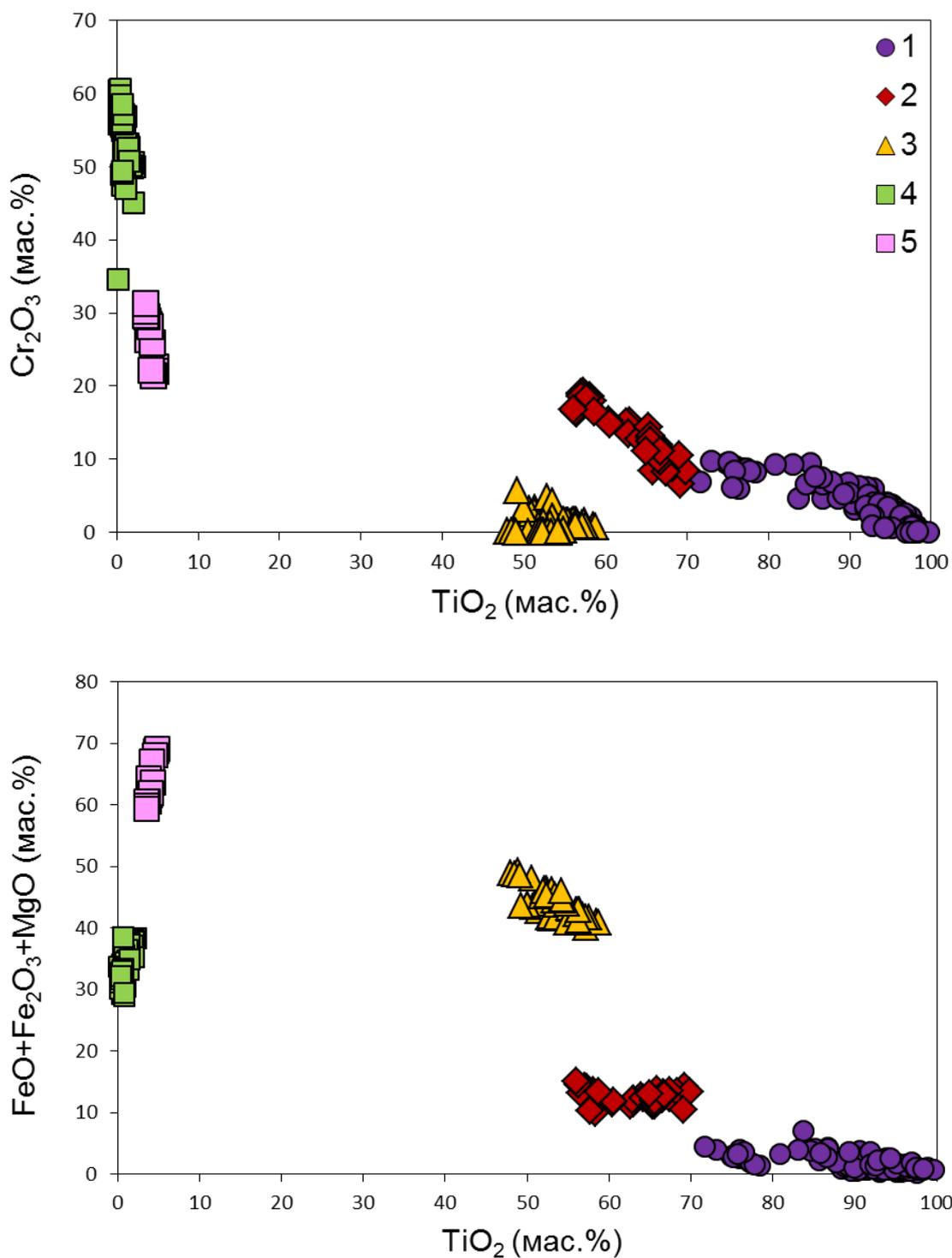


Рис. 5.9. Химический состав включений оксидов на диаграммах $TiO_2 - Cr_2O_3$ (а) и $TiO_2 - FeO + Fe_2O_3 + MgO$ (б).

- 1 – включения рутила
- 2 – включения минералов группы кричтонита
- 3 – включения пикроильменита
- 4 – включения хромита
- 5 – включения Fe-Cr-Ti шпинели

5.7 Химический состав включений сульфидов

Изображения сульфидных зерен в обратно-рассеянных электронах и элементное картирование (Рис. 5.10) показывают, что сульфидные включения обычно состоят из нескольких фаз с различным составом главных элементов (Ni, Fe, Cu, Co). Мантийные сульфиды никогда не сохраняют высокотемпературные фазовые взаимоотношения; они перекристаллизовываются в низкотемпературные ассоциации, состоящие из продуктов распада высокотемпературного моносulfидного твердого раствора (MSS): пирротина, пентландита, халькопирита, пирита, независимо от скорости охлаждения. На основе их морфологии, внутренней структуры и состава ассоциирующих фаз, такие мультифазные сульфидные образования интерпретируются как низкотемпературные ассоциации, образованные в ходе распада высокотемпературного твердого раствора в процессе охлаждения при подъеме магмы к поверхности (Aulbach et al., 2004).

Большинство сульфидных нодулей в изученных гранатах состоят из продуктов распада высокотемпературного моносulfидного твердого раствора, окруженного оболочкой из халькопирита (Рис. 5.10). MSS состоит из взаимного прорастания индивидуальных ламелей диаметром 1-3 мкм. Ламели представляют собой два различных продукта распада с составом $(\text{Fe, Ni})_{1-x}\text{S}$. Более светлые участки на фотографиях в отраженных электронах соответствуют более никелистой фазе, в то время как менее никелистая фаза представлена более темными участками включения (Рис. 5.11). Состав центральных частей сульфидных нодулей на тройной диаграмме Fe-(Ni+Co)-S (мас.%) показан на Рис. 5.12.

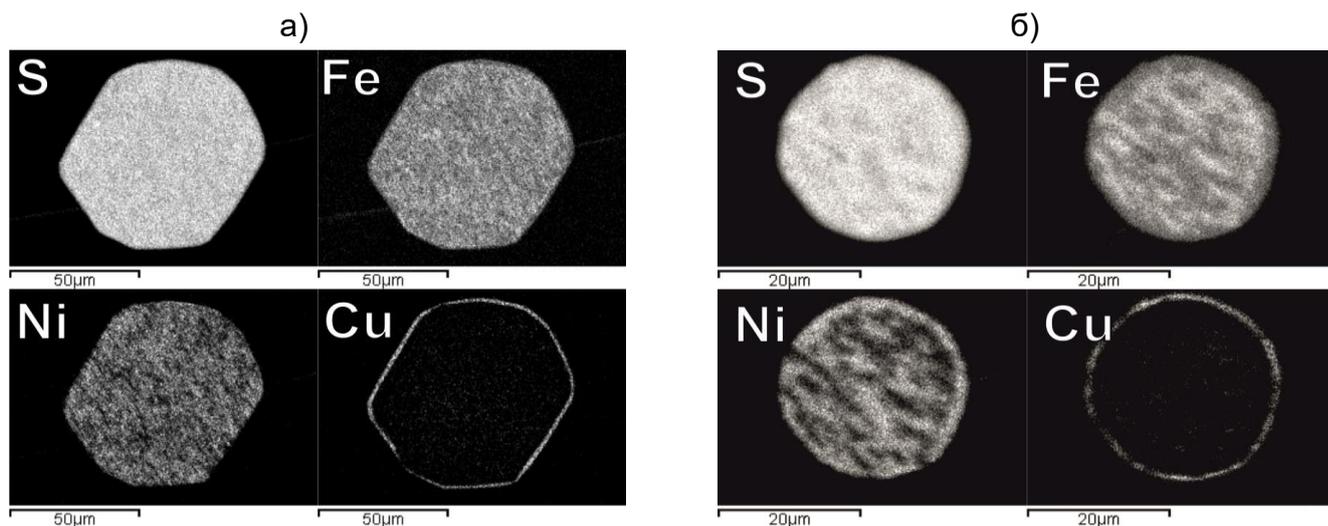


Рис. 5.10. Поэлементное картирование сульфидных включений. а) - включение с негативной огранкой граната, б) – сферическое включение.

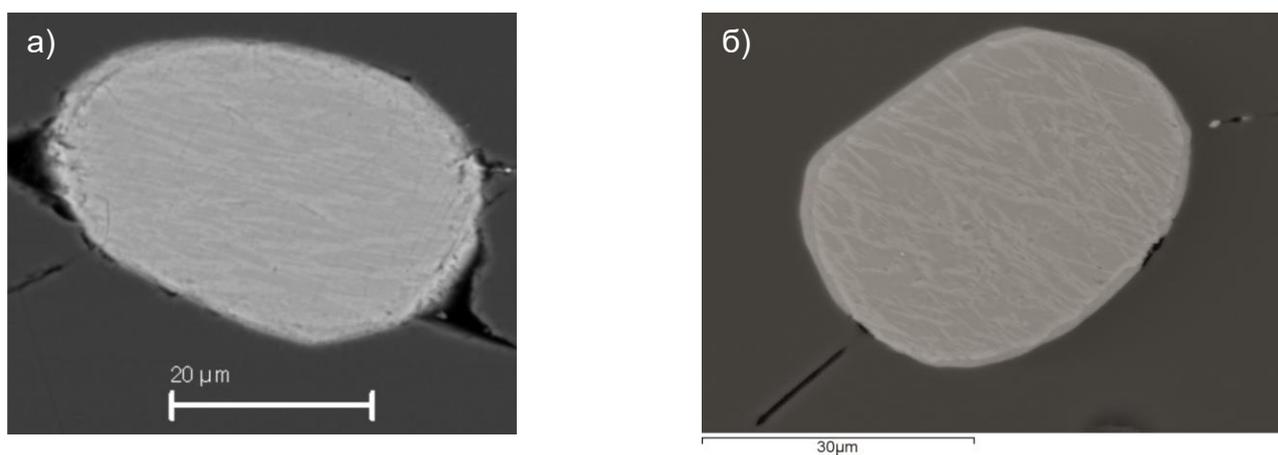


Рис. 5.11. Сульфидные включения, состоящие из продуктов распада моносulfидного твердого раствора (MSS) и халькопиритовой каймы. Фотографии в отраженных электронах. Более светлые ламели соответствуют обогащенному Ni составу MSS, более темные участки соответствуют менее никелистой фазе.

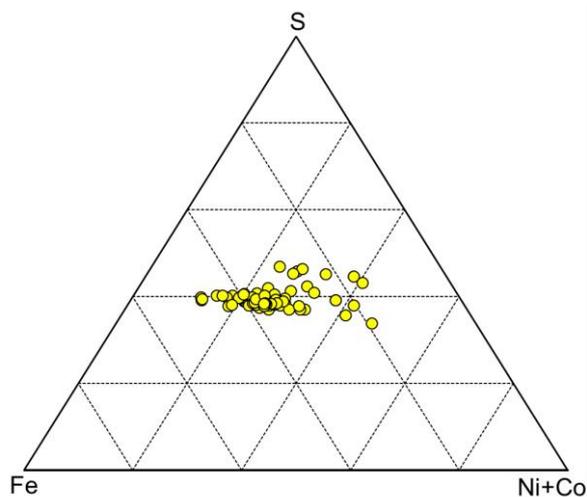


Рис. 5.12. Состав центральных частей сульфидных включений на тройной диаграмме Fe-Ni+Co-S (мас.%)

ГЛАВА 6. РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ГРАНАТОВ

6.1. Мультиэлементные и редкоземельные спектры гранатов

На Рис. 6.1-6.7 показаны геохимические спектры изученных гранатов с включениями. Геохимические спектры перидотитовых гранатов с включениями высокотитанистых оксидов (рутил, пикроильменит, минералы группы кричтонита) соответствуют только дугообразным (нормальным) спектрам типичных мантийных лерцолитовых гранатов с высоким содержанием HREE (heavy rare earth elements или тяжелые редкие элементы; от Dy до Lu) и постепенным снижением концентрации от MREE (middle rare earth elements или средние редкие элементы; от Nd до Gd) к LREE (light rare earth elements или легкие редкие элементы; от La до Pr) (Рис. 6.1, 6.3, 6.4). Два эклогитовых граната с включениями рутила (INT-29 и INT-246) (Рис.6.2) и 10 эклогитовых гранатов с включениями пикроильменита (Рис. 6.5) имеют аналогичные распределения. Гранаты характеризуются повышенными содержаниями Th, U, Zr, Hf и выраженными отрицательными Sr аномалиями.

Большинство гомогенных гранатов с включениями хромита также имеют типичный для мантийных лерцолитовых гранатов спектр распределения (геохимические особенности негомогенных гранатов с включениями шпинелидов см. в пункте 6.4). Однако три образца (INT-10, INT-11, INT-265) характеризуются отчетливым синусоидальным спектром с обогащением в области LREE и обеднением в области HREE (Рис.6.6, б).

В отличие от гранатов с включениями оксидов, для гранатов с включениями сульфидов характерно повышенное количество образцов с характерным синусоидальным типом распределения (40 из 97; >40%), при этом в ряде случаев обогащение в области LREE и деплетированность в области HREE проявлены очень контрастно (Рис. 6.7).

Несмотря на общность характера распределения редкоземельных элементов в гранатах с включениями оксидов (за исключением трех зерен с включениями хромита, характеризующихся синусоидальным распределением), интервалы минимального и максимального содержания элементов несколько различаются для гранатов с различными типами оксидов (Таблица 3). Гранаты с включениями хромита имеют более широкий интервал содержаний редкоземельных элементов, чем гранаты с включениями Ti-оксидов. Интересно, что для гранатов с включениями хромита характерно экстремально высокое обогащение в области HREE (в образце INT-286 отношение Z_{Lu} / CI составляет почти 100).

Таблица 3. Минимальное и максимальное нормированное по составу хондрита CI (McDonough, Sun, 1995) содержание La, Eu и Lu для гранатов с различными типами включений.

Образцы	Z_{La} / CI (мин-макс)	Z_{Eu} / CI (мин-макс)	Z_{Lu} / CI (мин-макс)
Перidotитовые гранаты с включениями рутила	0,006-0,439	3,155-23,724	6,299-26,260
Перidotитовые гранаты с включениями минералов группы кривтонита	0,016-0,100	4,655-16,190	7,480-33,465
Перidotитовые гранаты с включениями пикроильменита	0,022-0,114	3,172-16,190	6,220-24,724
Перidotитовые гранаты с включениями хромита	0,022-0,713	1,741-33,862	4,201-99,449
Эклогитовые гранаты с включениями пикроильменита	0,037-0,108	4,983-12,603	8,071-39,409

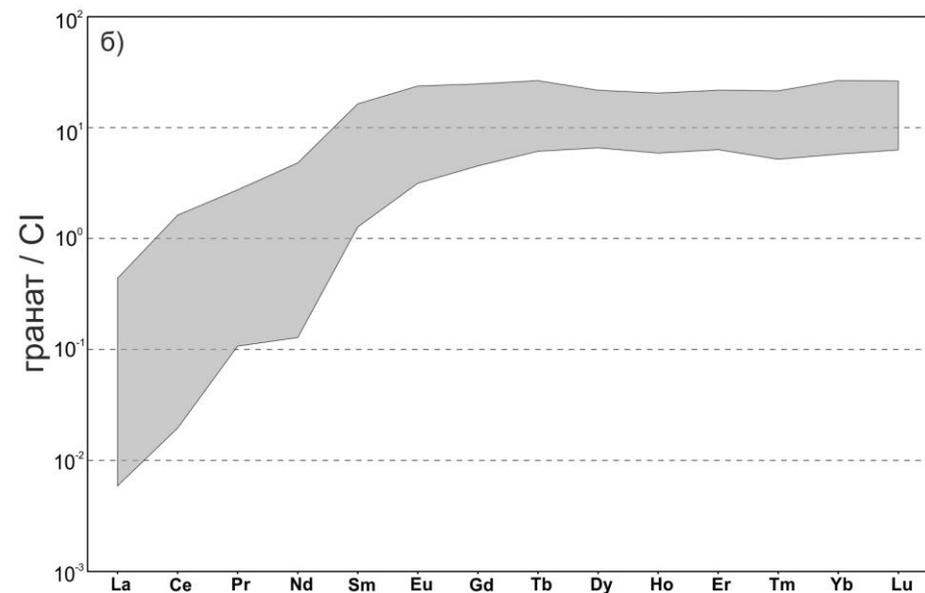
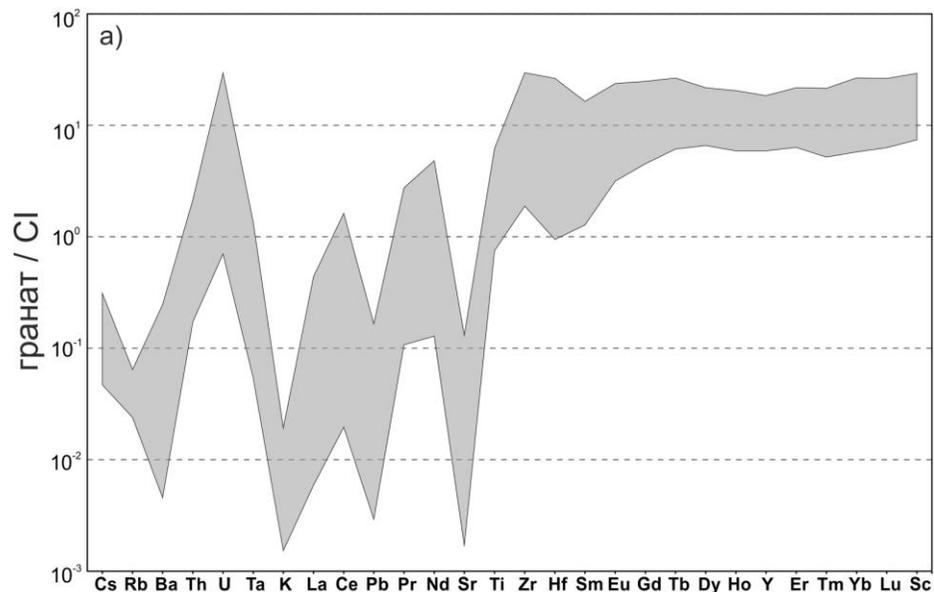


Рис. 6.1. Мультиэлементный (а) и редкоземельный (б) спектры с интервалом содержаний элементов для перidotитовых гранатов с включениями рутила из трубки Интернациональная. Нормировка по составу хондрита CI (McDonough, Sun, 1995).

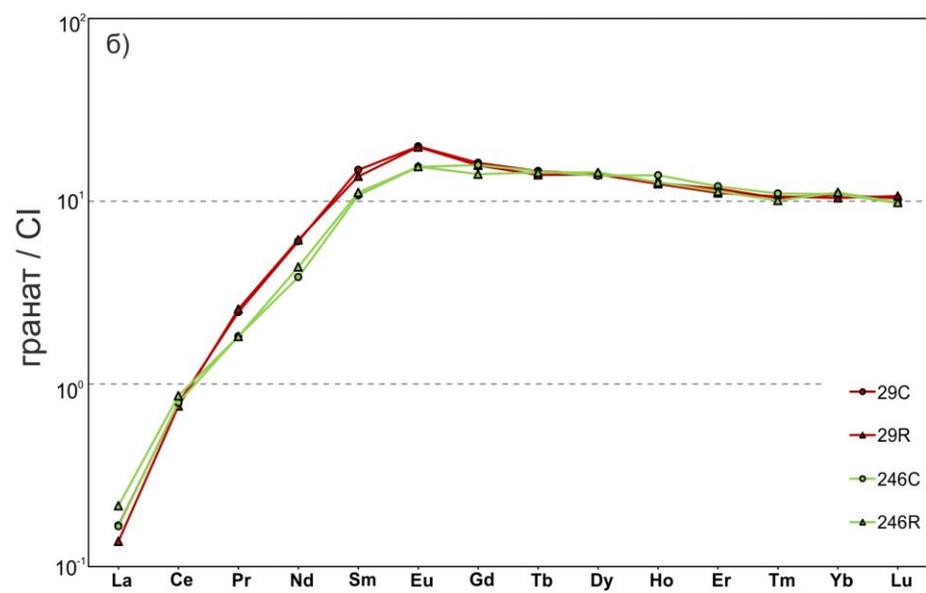
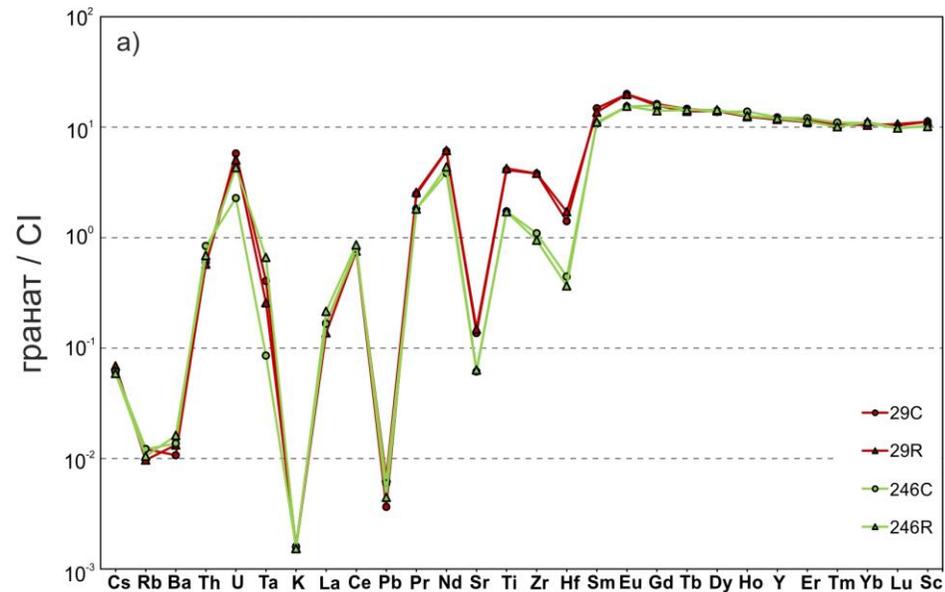


Рис. 6.2. Мультиэлементный (а) и редкоземельный (б) спектры для эклогитовых гранатов с включениями рутила из трубки Интернациональная. Нормировка по составу хондрита CI (McDonough, Sun, 1995).

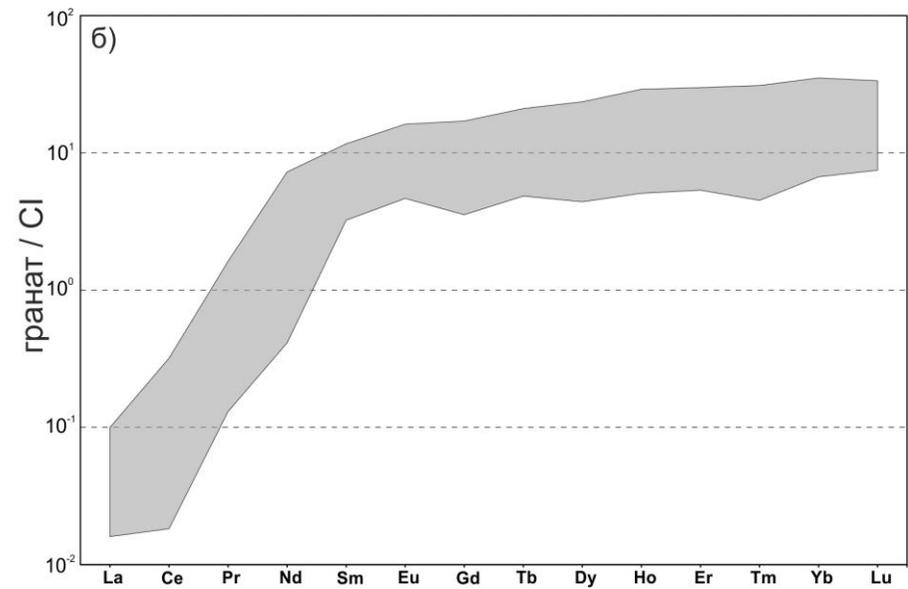
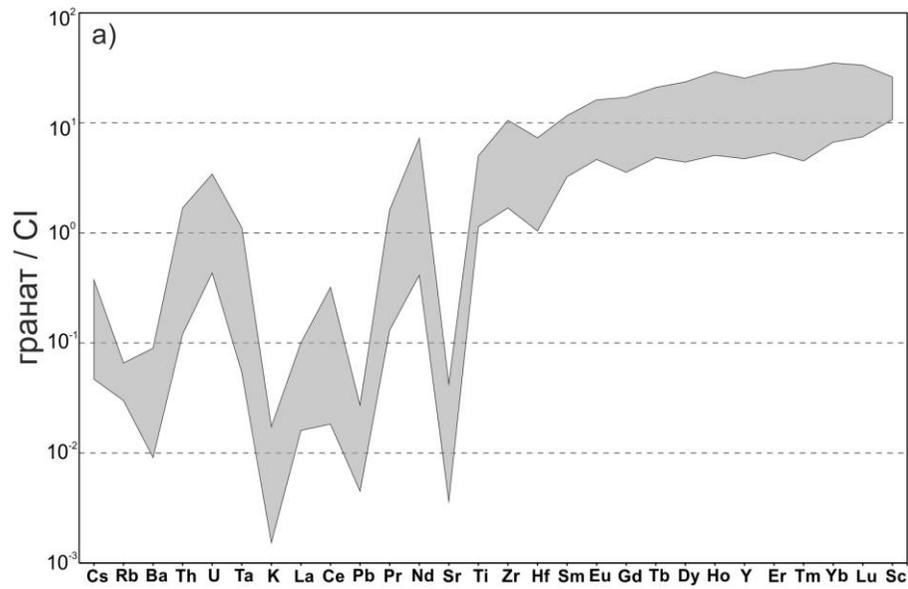


Рис. 6.3. Мультиэлементный (а) и редкоземельный (б) спектры с интервалом содержаний элементов для перidotитовых гранатов с включениями минералов группы кичтонита из трубки Интернациональная. Нормировка по составу хондрита CI (McDonough, Sun, 1995).

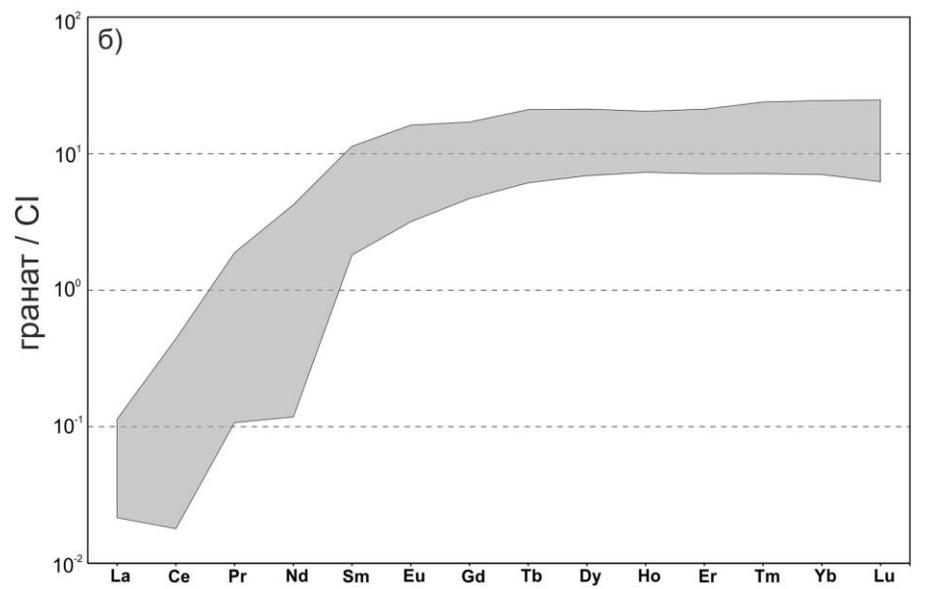
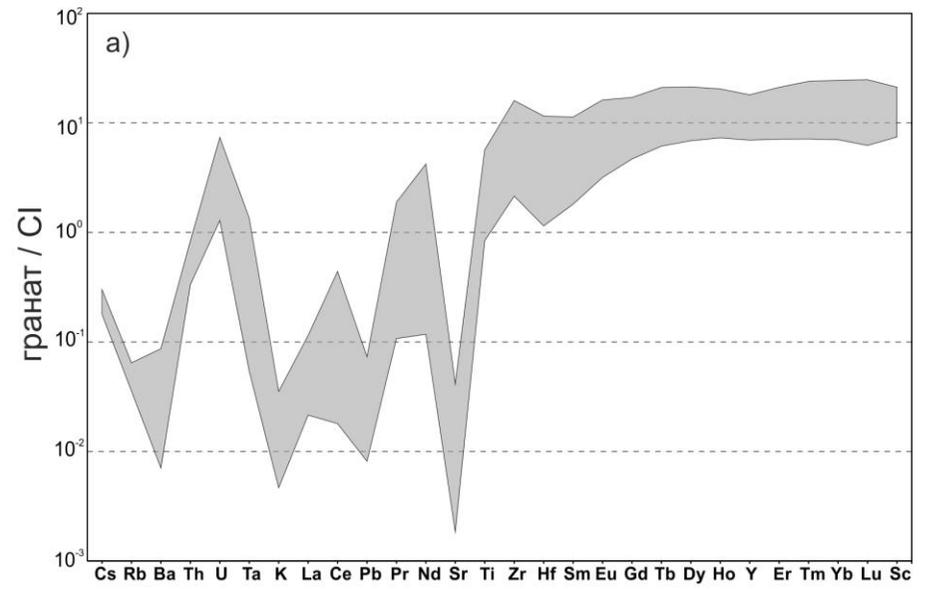


Рис. 6.4. Мультиэлементный (а) и редкоземельный (б) спектры с интервалом содержаний элементов для перidotитовых гранатов с включениями пикроильменита из трубки Интернациональная. Нормировка по составу хондрита CI (McDonough, Sun, 1995).

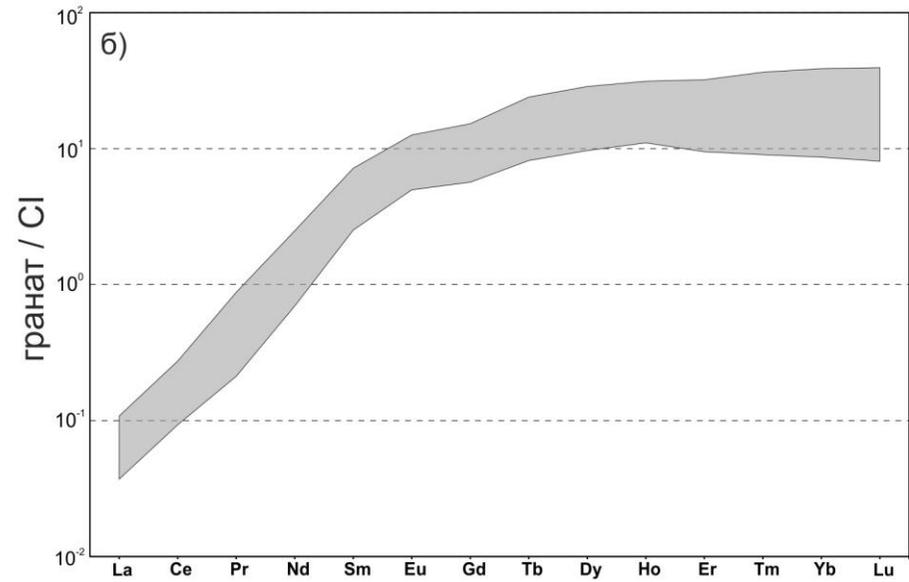
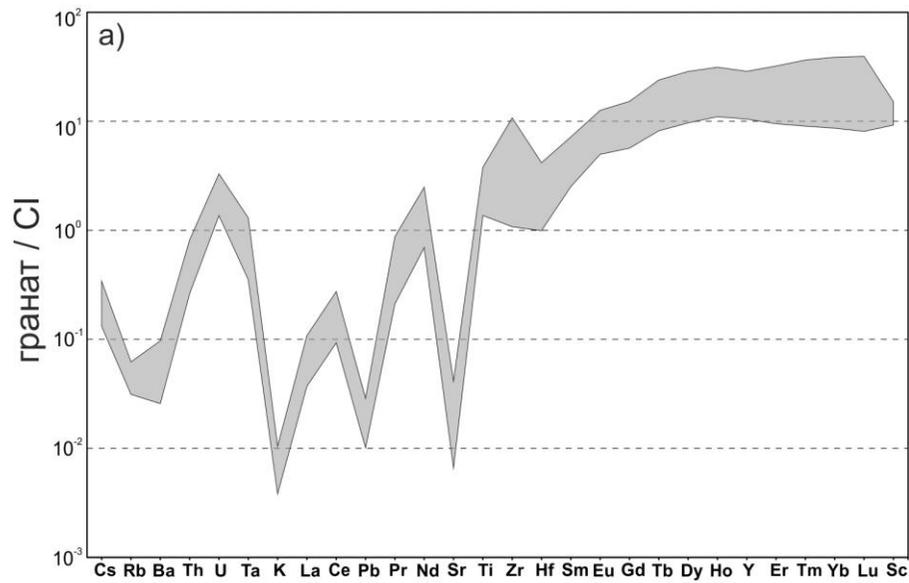


Рис. 6.5. Мультиэлементный (а) и редкоземельный (б) спектры с интервалом содержаний элементов для эклогитовых гранатов с включениями пикроильменита из трубки Интернациональная. Нормировка по составу хондрита CI (McDonough, Sun, 1995).

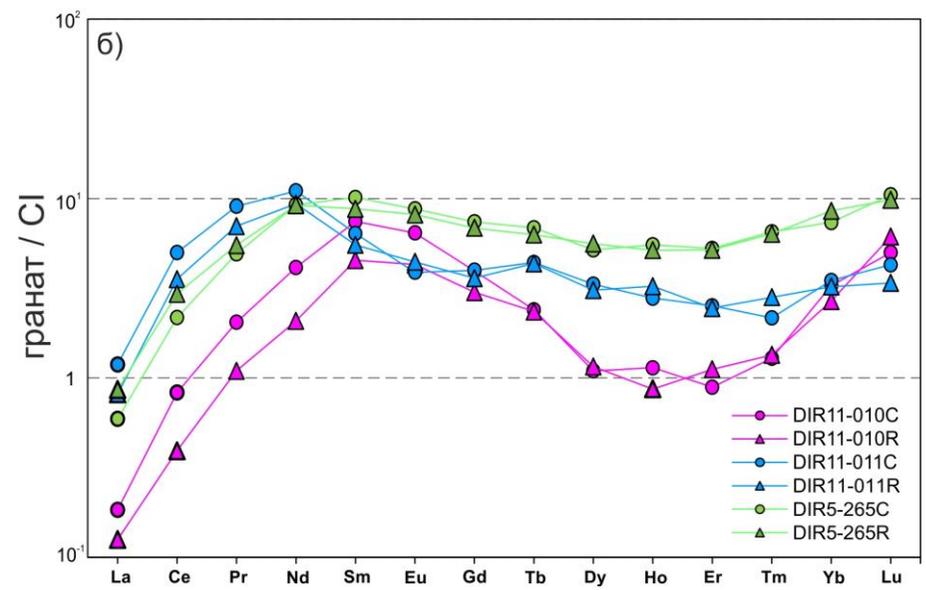
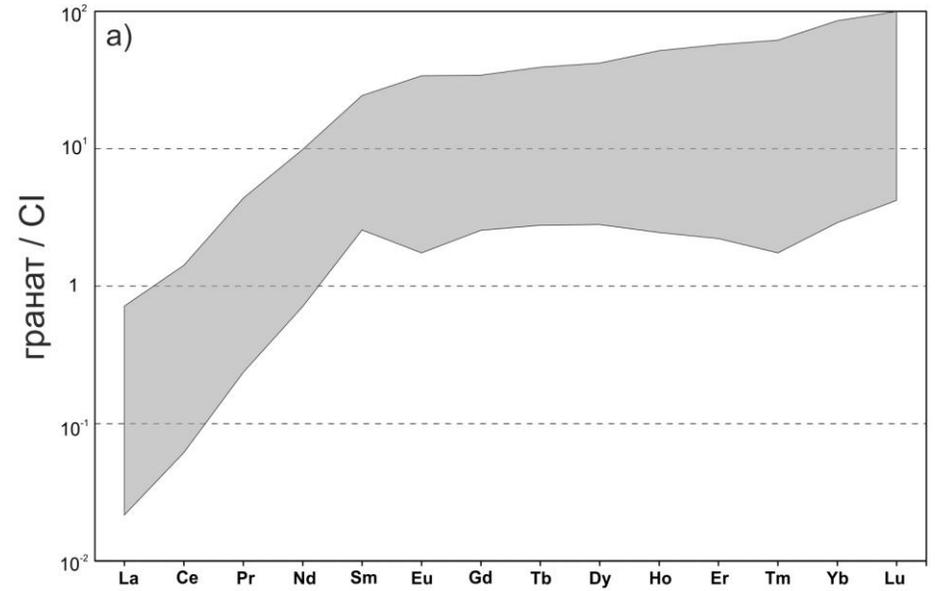


Рис. 6.6. Редкоземельный нормальный с интервалом содержаний элементов (а) и синусоидальные (б) спектры для перидотитовых гранатов с включениями хромита из трубки Интернациональная. Нормировка по составу хондрита CI (McDonough, Sun, 1995).

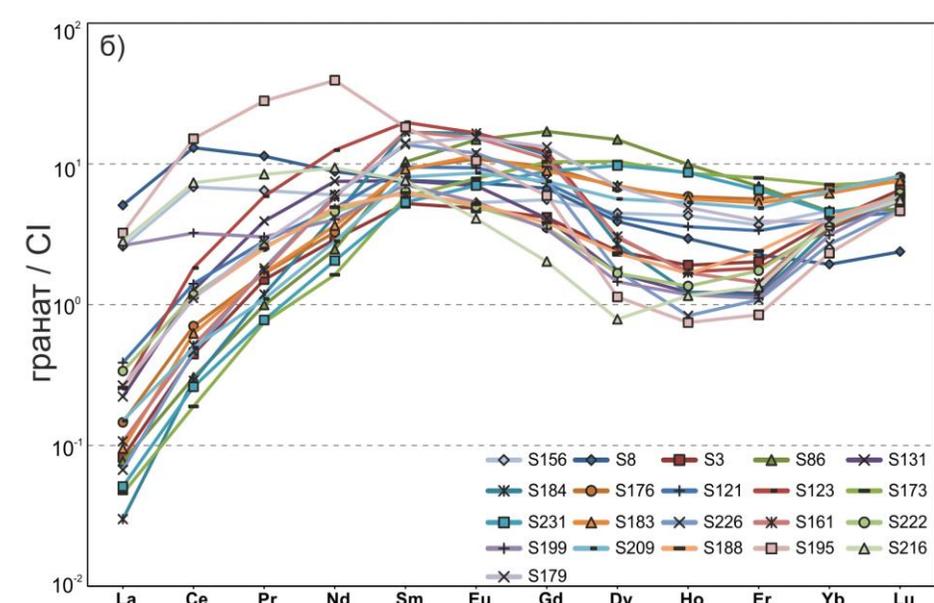
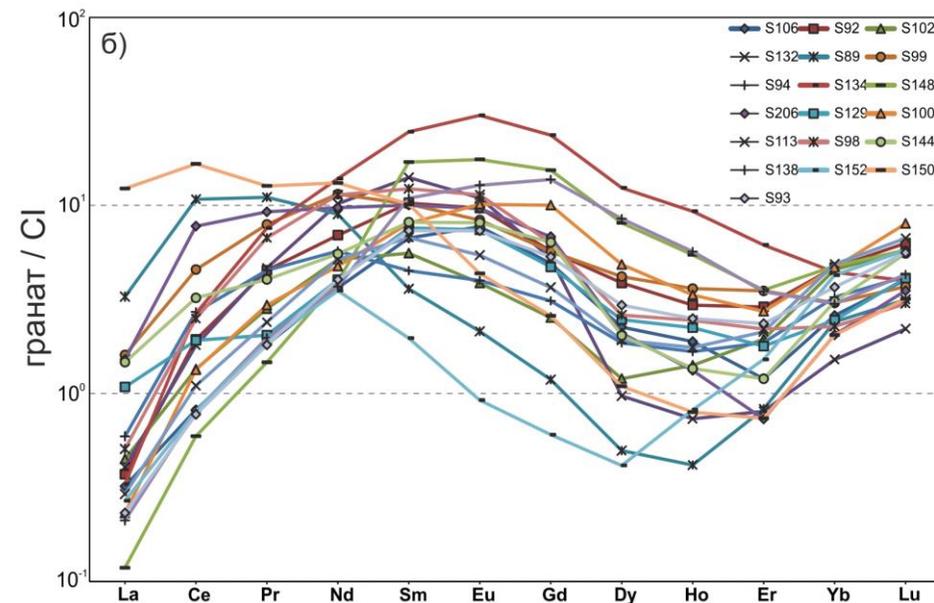
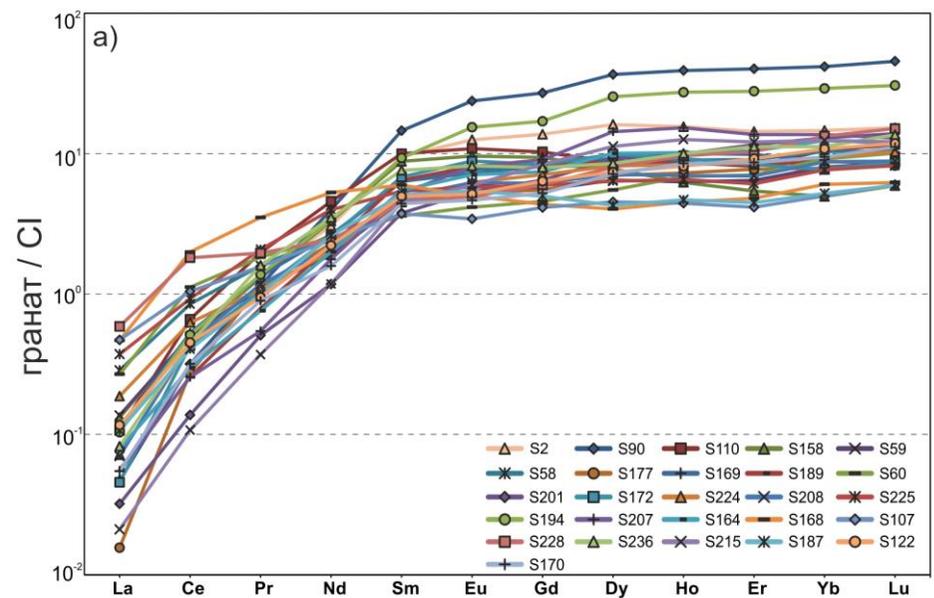
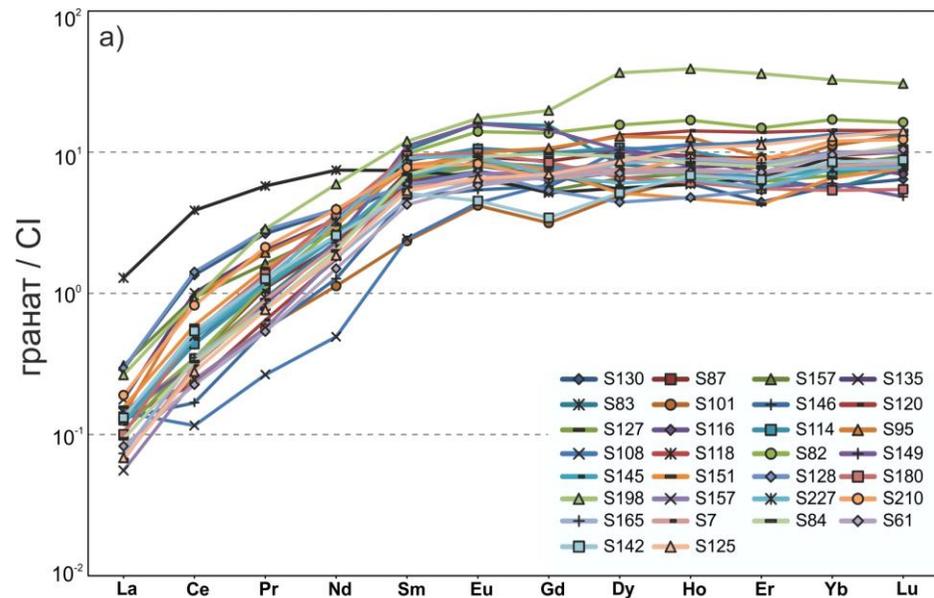


Рис. 6.7. Редкоземельные нормальные (а) и синусоидальные (б) спектры для перидотитовых гранатов с включениями сульфидов из трубки Интернациональная. Нормировка по составу хондрита CI (McDonough, Sun, 1995).

6.2. Содержания Ti, Zr и Y в гранатах.

Как было показано в Главе 1, Ti, Zr и Y являются геохимическими индикаторами, содержание которых в гранате отражает степень метасоматического воздействия на протолит, в котором содержался рассматриваемый гранат.

Поля содержаний Ti в изученных группах гранатов с включениями сильно перекрываются (Рис. 6.8, а). Однако гранаты с включениями хромита имеют в среднем более низкие содержания Ti, чем гранаты с включениями Ti-оксидов и сульфидов: более половины гранатов с хромитом имеют содержания Ti меньше 600 ppm, в то время как большинство гранатов с включениями Ti-оксидов и сульфидов имеют содержания Ti выше 600 ppm. Гранаты с включениями сульфидов имеют максимальные вариации содержания Ti – от 133 до 3428 ppm, с максимумом в интервале 1000-1200 ppm. Для гранатов с включениями Ti-оксидов наибольшее количество образцов также имеют содержание Ti в интервале 1000-1200 ppm, однако для всей совокупности интервал значений существенно уже от 371 до 2727 ppm. Для гранатов с включениями хромита интервал наименее широкий и составляет 48-1534 ppm.

По содержанию Zr изученные группы гранатов также сильно перекрываются (Рис. 6.8, б). Однако гранаты с включениями хромита характеризуются в среднем несколько более высоким содержанием Zr (8–137 ppm) по сравнению с гранатами с включениями Ti-оксидов (7–113) и сульфидов (3–118). Четыре граната с включениями сульфидов имеют очень низкие содержания Zr (< 6 ppm). Максимум для всех трех изученных групп по содержанию Zr приходится на интервал 10-50 ppm.

По содержанию Y между группами наблюдается существенное отличие. Гранаты с включениями Ti-оксидов имеют содержание Y, как правило, выше 10 ppm (7-29 ppm), в то время как большинство гранатов с включениями хромита и сульфидов имеют содержания ниже 15 ppm (1-30 и 1-23 для основной группы образцов, соответственно). В отношении гранатов с сульфидами это связано с тем, что такие гранаты также зачастую обнаруживают S-образный профиль распределения редких элементов, что проявляется в деплетировании HREE. На мультиэлементных диаграммах Y традиционно располагается между Ho и Er, т.е. в области HREE. Таким образом, содержание Y отражает степень деплетированности граната по тяжелым редким элементам. В то же время отдельные 5 зерен гранатов с хромитом и 1 зерно граната с сульфидом имеют содержания Y выше 30 ppm. Три зерна граната с хромитом имеют очень высокие содержания Y: 53, 56 и 70 ppm. Зерно граната с редкой совместной ассоциацией хромита и минерала группы кричтонита имеет содержание Y = 40 ppm.

Наиболее заметно различие между двумя группами при сопоставлении содержаний Cr и Y (Рис. 6.8, в). Гранаты с включениями оксидов в среднем менее хромистые и более иттриевые, в то время как гранаты с включениями сульфидов более хромистые и менее иттриевые – большая

часть гранатов этой группы имеет содержание $Y < 10$ ppm, что характерно для деплетированных гранатов в ассоциации с алмазом. Гранаты с включениями хромита занимают промежуточное положение между гранатами с включениями Ti-оксидов и сульфидов.

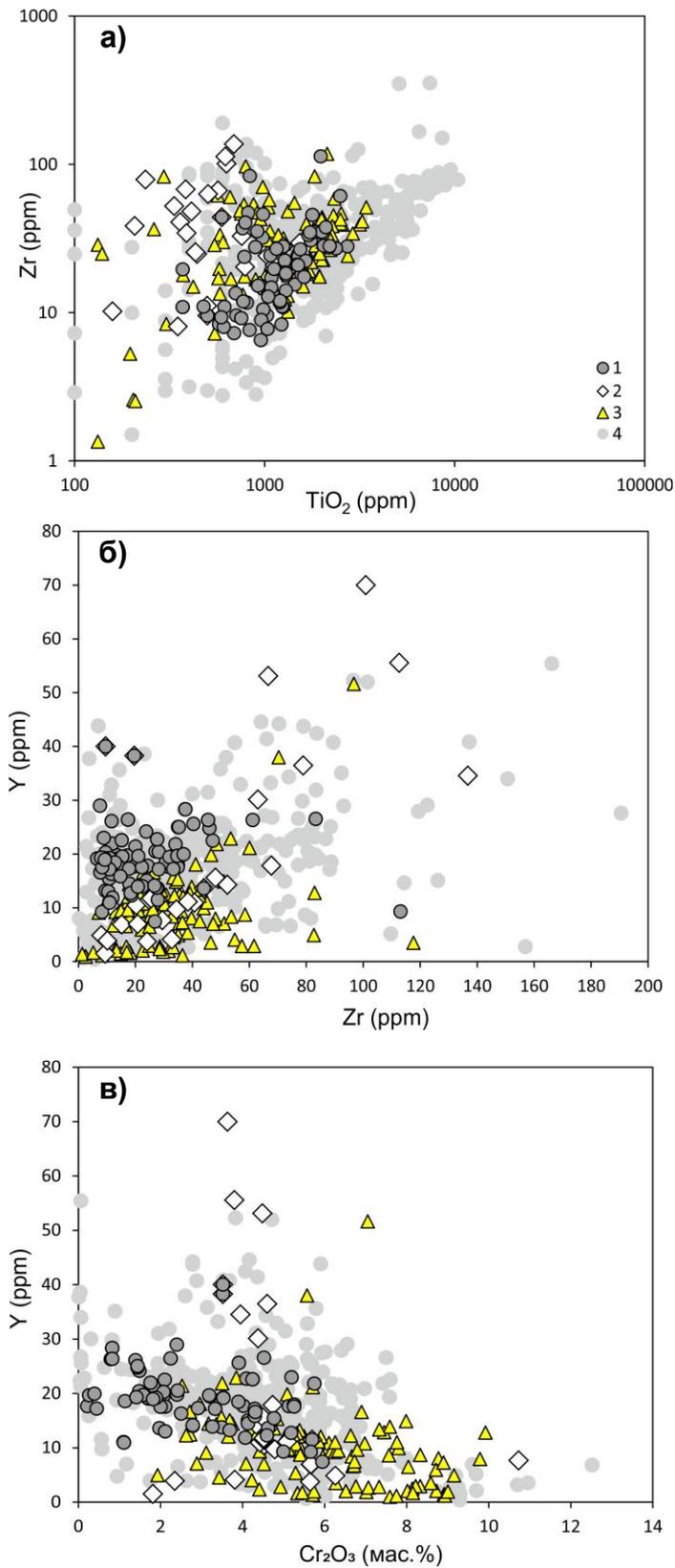


Рис. 6.8. Состав гранатов на диаграммах TiO₂ – Zr (а), Zr – Y (б) и Cr-Y (в). 1 – гранаты с включениями высокотитанистых оксидов из трубки Интернациональная; 2 – гранаты с включениями хромита из трубки Интернациональная; 3 – гранаты с включениями сульфидов из трубки Интернациональная; 4 – гранаты из концентрата кимберлитовых трубок Мирнинского поля (Мир, Интернациональная, Амакинская, Таежная), по (Griffin et al., 1999b).

6.3. Ni-термометрия

Температура равновесия зерен граната с включениями была рассчитана с использованием термометрии по содержанию Ni в гранате (Ryan et al., 1996). Содержание Ni в гранатах с включениями хромита и Ti-оксидов варьирует в пределах 12-49 ppm, что соответствует температурам ~700-1000°C. На гистограммах распределения температуры по отношению к числу образцов для обеих групп наблюдаются ярко-выраженный пик при температуре ~800°C и менее выраженный пик, соответствующий температуре ~950-970°C (Рис. 6.9, а, д). При разделении всей выборки гранатов с включениями Ti-оксидов на три отдельные группы (гранаты с включениями рутила, минералов группы кричтонита и пикроильменита), можно заметить, что гранаты с включениями рутила и пикроильменита (Рис 6.9, б, г) обладают пиками на тех же отметках, что вся совокупность в целом, в то время как группа гранатов с включениями минералов группы кричтонита (Рис 6.9, в) подчиняется нормальному распределению с единственным пиком на отметке ~750°C. Стоит отметить, что не обнаружено гранатов с включениями минералов группы кричтонита с температурой равновесия выше ~840°C.

Содержание Ni в гранатах с включениями сульфидов варьирует в интервале 21-57 ppm, что соответствует температурам ~800-1100°C, при этом ярко выраженный пик на гистограмме распределения соответствует температуре 950°C, а менее выраженный пик – температуре ~800°C, что прямо противоположно распределениям в группах гранатов с включениями хромита и Ti-оксидов.

Таким образом, гранаты с включениями сульфидов являются в среднем существенно более высокотемпературными, а, следовательно, и более глубинными, чем гранаты с включениями хромита и Ti-оксидов; разница между наиболее выраженными пиками на гистограммах составляет ~150°C. На гистограмме распределения для гранатов из концентрата трубки Интернациональная (по данным из работы Griffin et al., 1999b) пики распределения по температуре равновесия соответствуют температурам 750 и 900°C, в то время как для гранатов из концентрата кимберлитовых трубок Мирнинского поля в целом (трубки Мир, Интернациональная, Амакинская, Таежная) пики наблюдаются на отметках 750 и 1200°C.

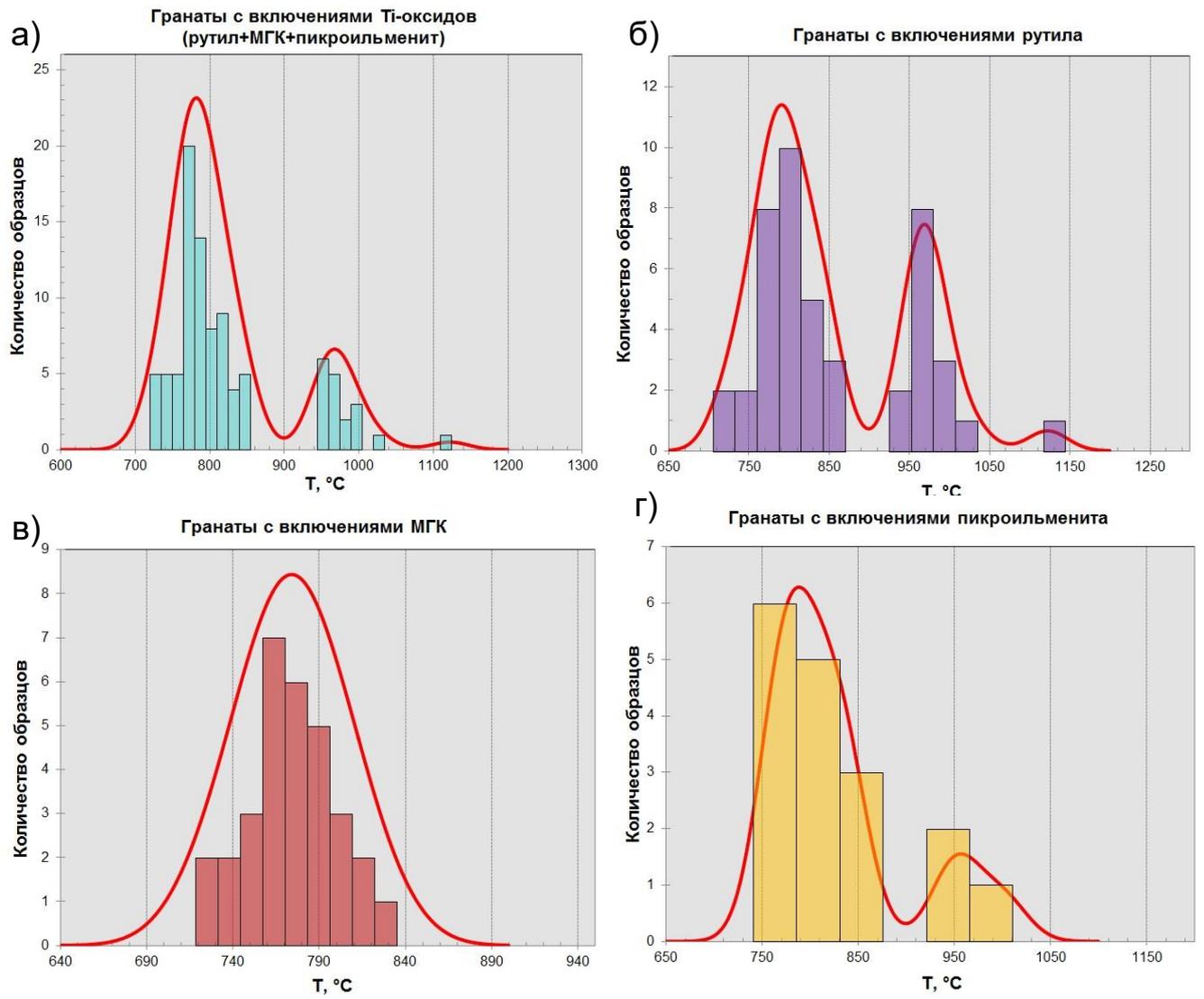


Рис. 6.9. Распространенность гранатов с различными температурами равновесия по данным Ni-термометрии. а – е – гранаты с включениями из трубки Интернациональная.

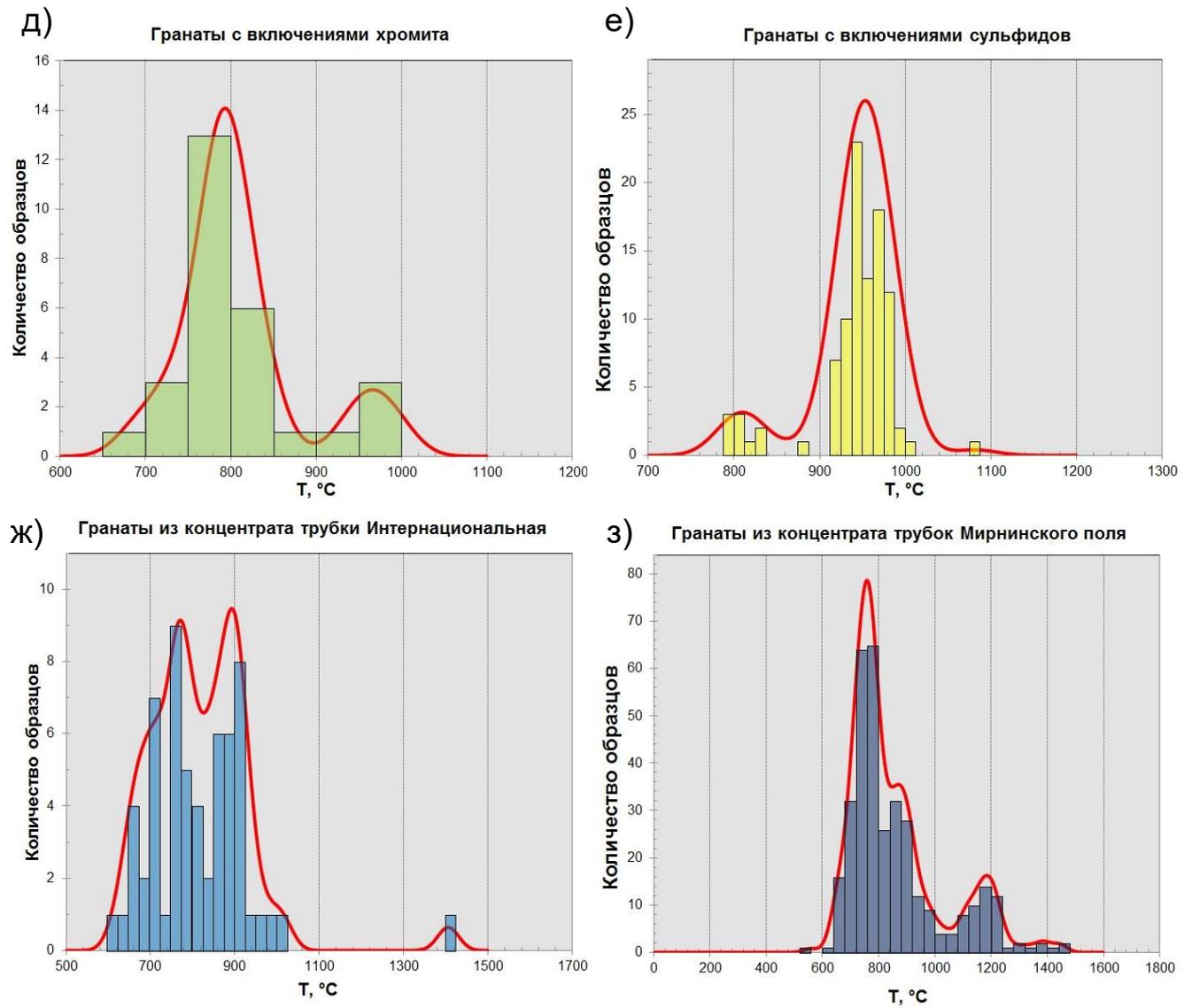


Рис. 6.9 (продолжение).

6.4. Геохимическая характеристика негомогенных гранатов

В процессе изучения гранатов с включениями из концентрата кимберлитовой трубки Интернациональная, было обнаружено 5 негомогенных зерен хромистого пирропа (образцы INT-269, -241, -289, -263, -70), характеризующихся ярко-выраженной зональностью, как по главным элементам, так и по элементам-примесям. В образцах наблюдается две отчетливые зоны, химические составы которых различны. Все зональные гранаты содержат таблитчатые включения шпинелидов размером до 100 мкм; в образцах INT-70, -289, -263 наблюдаются включения хромита, а в образцах -241 и -269 обнаружены включения необычного Fe-Ti-Cr шпинелида, которые приурочены только к внешней зоне вмещающего граната.

Исследование образцов проводилось посредством построения концентрационных профилей поперек зерен с целью детального установления химических градиентов. Для каждого зерна вдоль выбранного направления проводилось исследование содержания главных элементов с помощью рентгеноспектрального микроанализатора (27-35 точек), а также содержание редких элементов методом LA-ICPMS (8-12 точек). Для образцов INT-269, 241, 263, 289 профиль выбирался от центра к краю; образец INT-70 имеет более сложное распределение зон и был исследован вдоль всего зерна. Ниже приводится подробное описание изученных негомогенных образцов.

INT-269 и INT-241

INT-269 и INT-241 представлены овальными зернами размером 2-3 мм. В образцах наблюдаются две ярко-выраженные зоны: практически гомогенное ядро и неоднородная внешняя кайма (Рис. 6.10, 6.13). Во внешней кайме наблюдаются таблитчатые включения необычного шпинелида железо-хром-титанистого состава с высокой долей Fe³⁺, содержание Ti в котором достигает 4,9 мас.%. Химический состав таких включений приведен на Рис. 5.7 в Главе 5 и в Приложении Д. Ядра гранатов свободны от включений.

Градиенты химического состава в данных образцах значительные. Изменение химического состава в пересчете на миналы соответствует переходу от Prp_{61,5} Alm_{14,5} Uv_{8,9} в ядре к Prp_{47,7} Alm_{23,4} Uv_{17,1} в кайме зерна для INT-269 и от Prp_{63,6} Alm_{16,0} Uv_{13,9} до Prp_{48,6} Alm_{25,5} Uv_{18,5} для INT-241. CaO на уровне 5,3-5,5 мас.% в центральной части резко возрастает на границе между двумя зонами и достигает 9-10 мас.% на самом краю зерен. Содержание FeO повышается от 8 до 13 мас.%, однако увеличение начинается ближе к центру зерна, образуя более плавный S-образный профиль; MgO комплементарно снижается от 19 до 13 мас.%. Содержание Al₂O₃ и Cr₂O₃ уменьшается от центра к краю: Al₂O₃ от 18,22 до 16,98 мас.% для INT-269 и от 17,99 до 17,09 мас.% для INT-241; Cr₂O₃ от 6,18 до 5,73 мас.% для INT-269 и от 6,64 до 6,17 мас.% для INT-241. Совместное снижение содержаний данных компонентов от

центра к краю указывает на увеличение доли трехвалентного железа по направлению к кайме. Распределение содержаний MnO аналогично форме профиля для FeO; MnO повышается от 0,45 до 0,65 мас.% для INT-241 и также от 0,45 до 0,70 мас.% для INT-269. В образце INT-241 TiO₂ повышается от 0,10 до 0,37 мас.%, в то время как в образце INT-269 распределение более сложное. Здесь TiO₂ сначала понижается от 0,32 до 0,18 мас.%, а затем возле границы между центральной и краевой частью зерна начинает повышаться и достигает вновь 0,32 мас.% у самого края.

Содержания редких элементов сильно увеличиваются от центра к краю. Для образца INT-269: Zr увеличивается от 40 до 162 ppm; Y от 10 до 40 ppm; Ga от 8 до 17 ppm. Для образца INT-241: Zr увеличивается от 6 до 163 ppm; Y от 3 до 39 ppm; Ga от 7 до 18 ppm. Содержание P также значимо увеличивается от 59 до 138 ppm для INT-269 и от 49 до 136 ppm для INT-241, хотя в этом образце сразу перед краевой зоной содержание P сначала уменьшается. Ni уменьшается от 15 (730 °C) до 11 ppm (680 °C) для INT-269 и от 26 (850 °C) до 12 ppm (690 °C) для INT-241 (здесь и далее температура рассчитана по содержанию Ni в гранате, по (Ryan et al., 1996)). Для обоих зерен профили распределения элементов от центра к краю S-образные, хотя профиль для Y имеет скорее U-образную форму для образца INT-269.

Мультиэлементные и редкоземельные спектры гранатов для точек вдоль профиля показаны на Рис. 6.12 и 6.15. Гранаты характеризуются отрицательными аномалиями для Ba, K и Sr и повышенным содержанием Zr, Hf. Вдоль профиля от центра к краю увеличивается содержание всех редких элементов. В образце INT-269 распределение REE по всему профилю типичное для мантийных лерцолитовых гранатов, с постепенным увеличением содержаний от LREE к HREE. Напротив, центральная часть граната INT-241 характеризуется обеднением в области MREE-HREE. По направлению к краю, профиль выравнивается и в кайме превращается в обогащенный нормальный (Рис. 6.15).

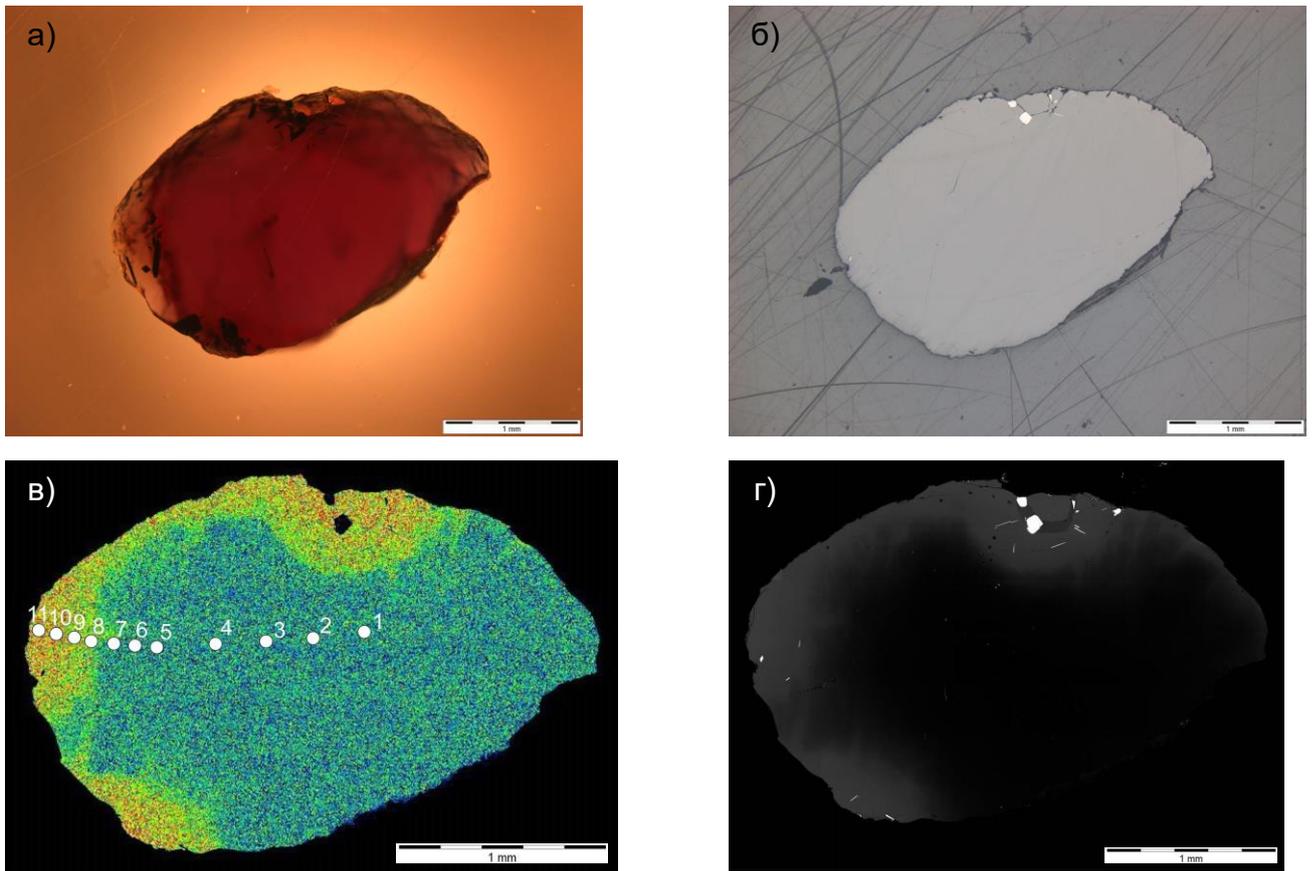


Рис. 6.10. Негомогенный гранат INT-269. а) – фото в проходящем свете; б) – фото в отраженном свете; в) – элементное картирование по Ca на сканирующем электронном микроскопе с указанием точек, в которых был проведен анализ редких элементов методом LA-ICPMS; г) – фото в отраженных электронах.

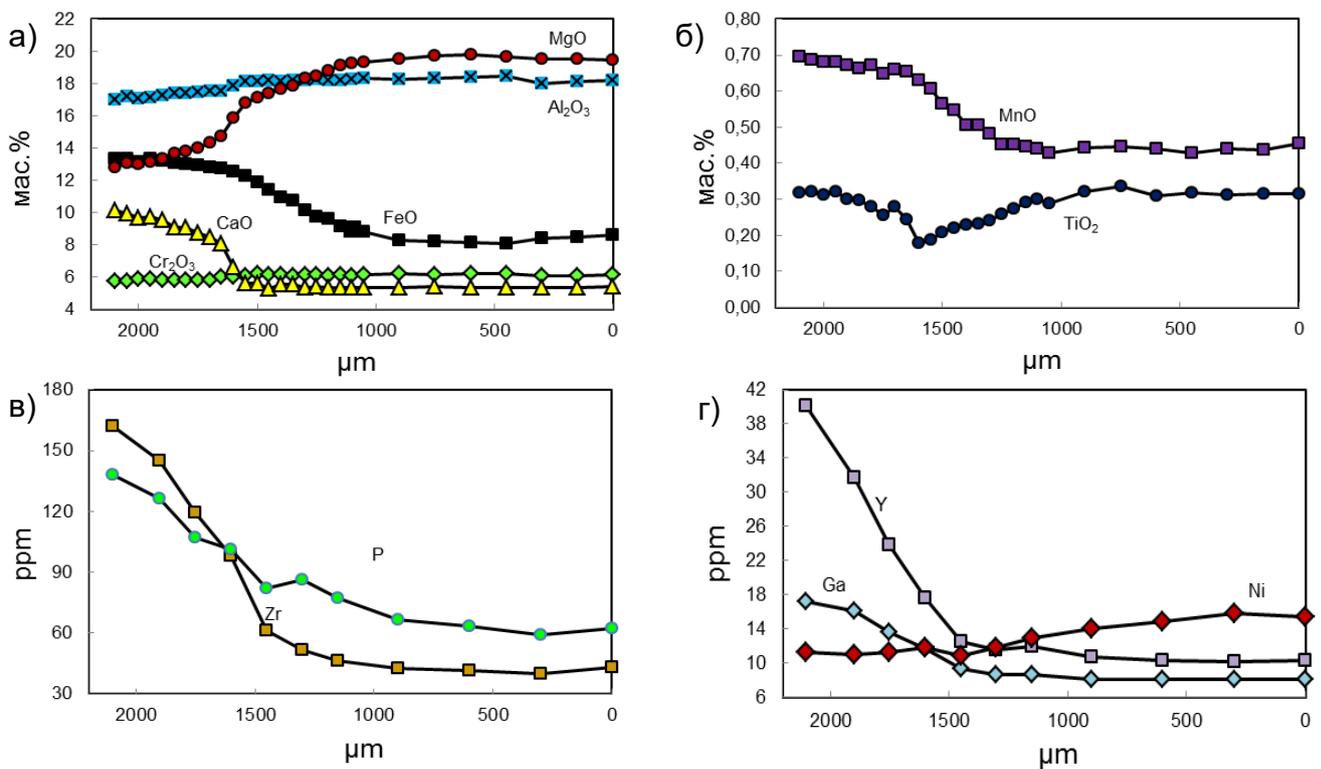


Рис. 6.11. Профили содержаний различных элементов в гранате INT-269. Отметка 0 мкм соответствует точке 1 в центре зерна (см. Рис. 6.10, в).

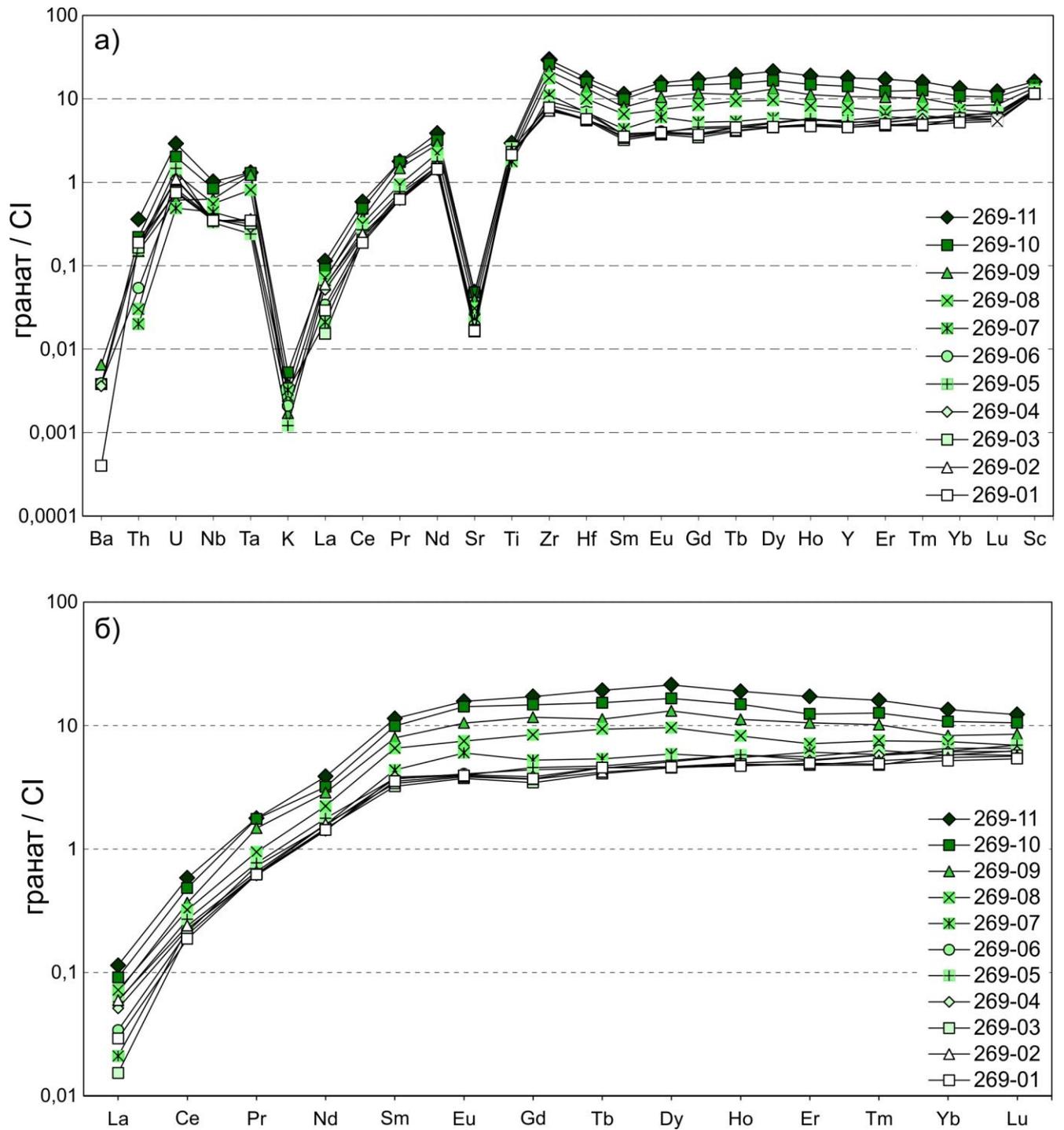


Рис. 6.12. Мультиэлементный (а) и редкоземельный (б) спектры для образца INT-269. Нормировка по составу хондрита (McDonough, Sun, 1995).

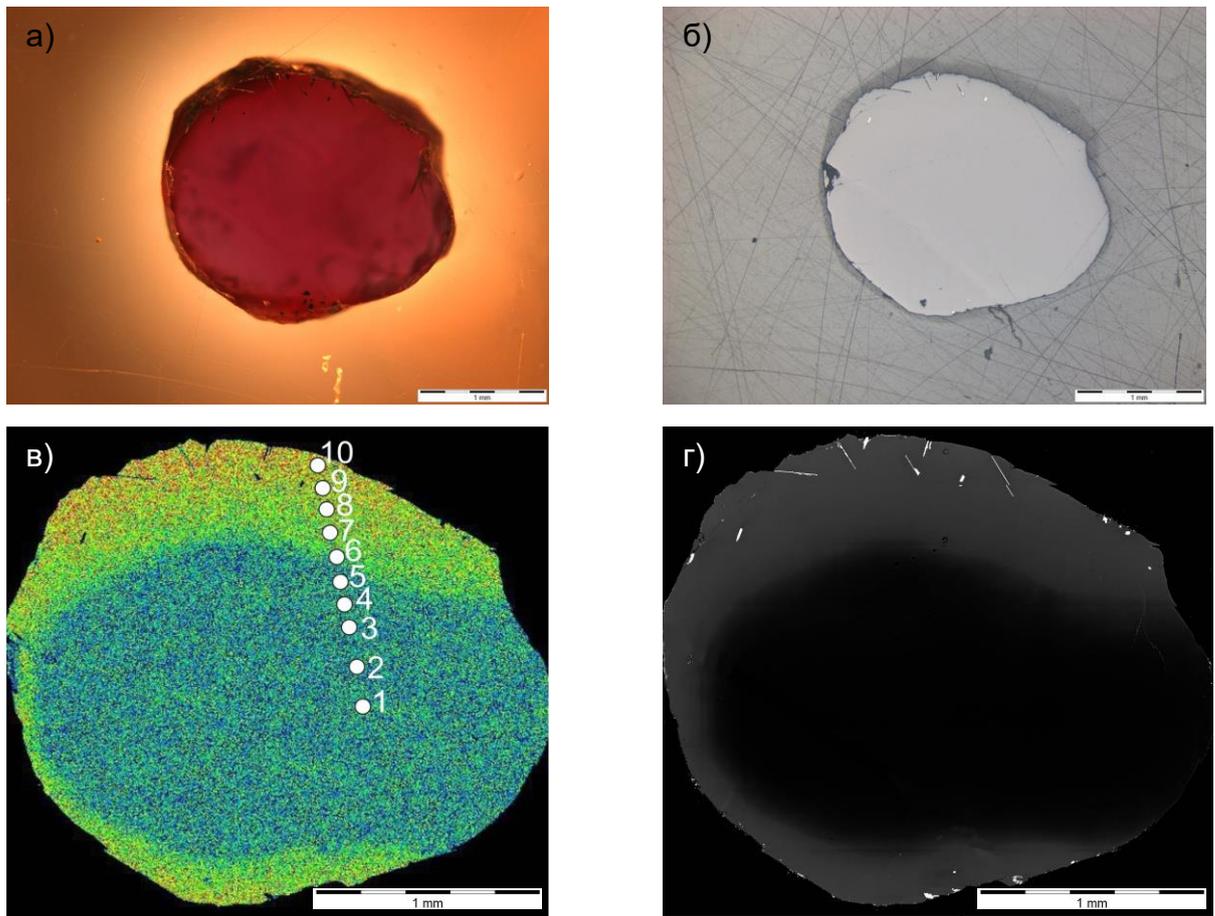


Рис. 6.13. Негомогенный гранат INT-241. а) – фото в проходящем свете; б) – фото в отраженном свете; в) – элементное картирование по Са на сканирующем электронном микроскопе с указанием точек, в которых был проведен анализ редких элементов методом LA-ICPMS; г) – фото в отраженных электронах.

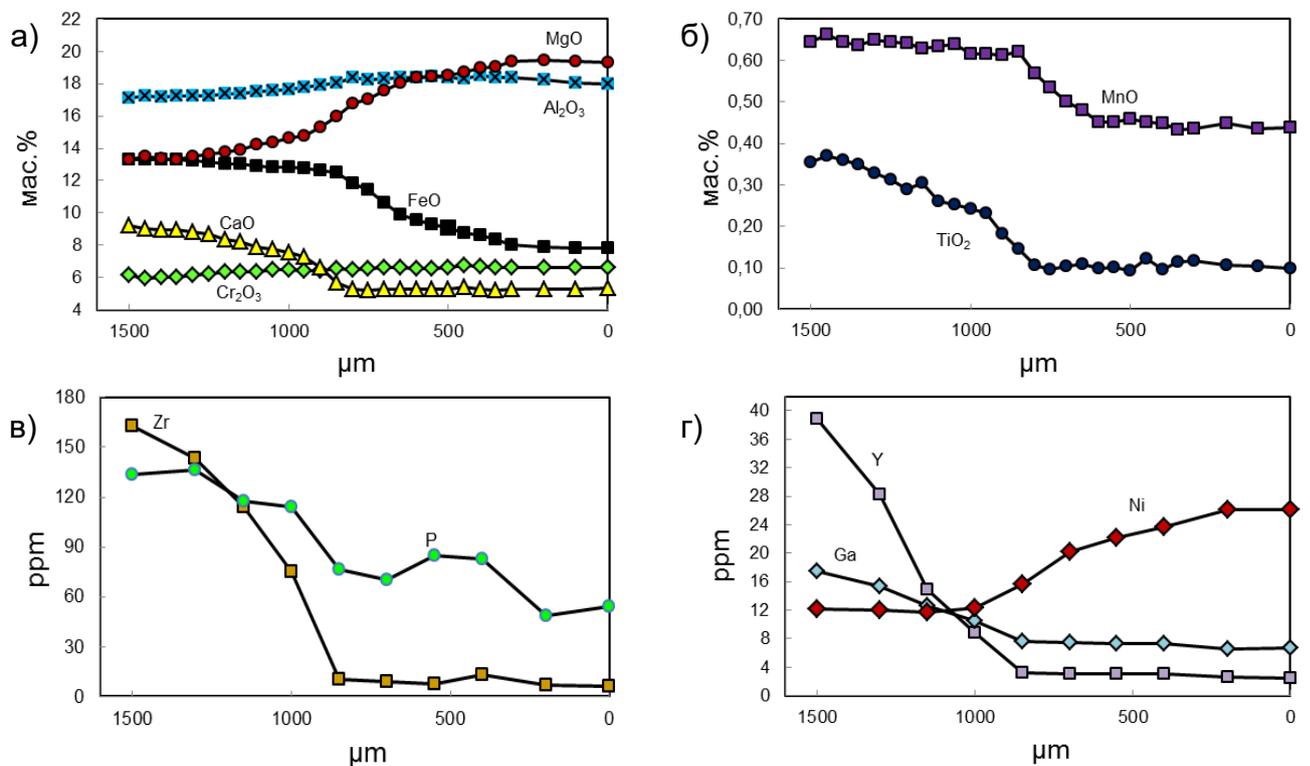


Рис. 6.14. Профили содержаний различных элементов в гранате INT-241. Отметка 0 мкм соответствует точке 1 в центре зерна (см. Рис. 6.13, в).

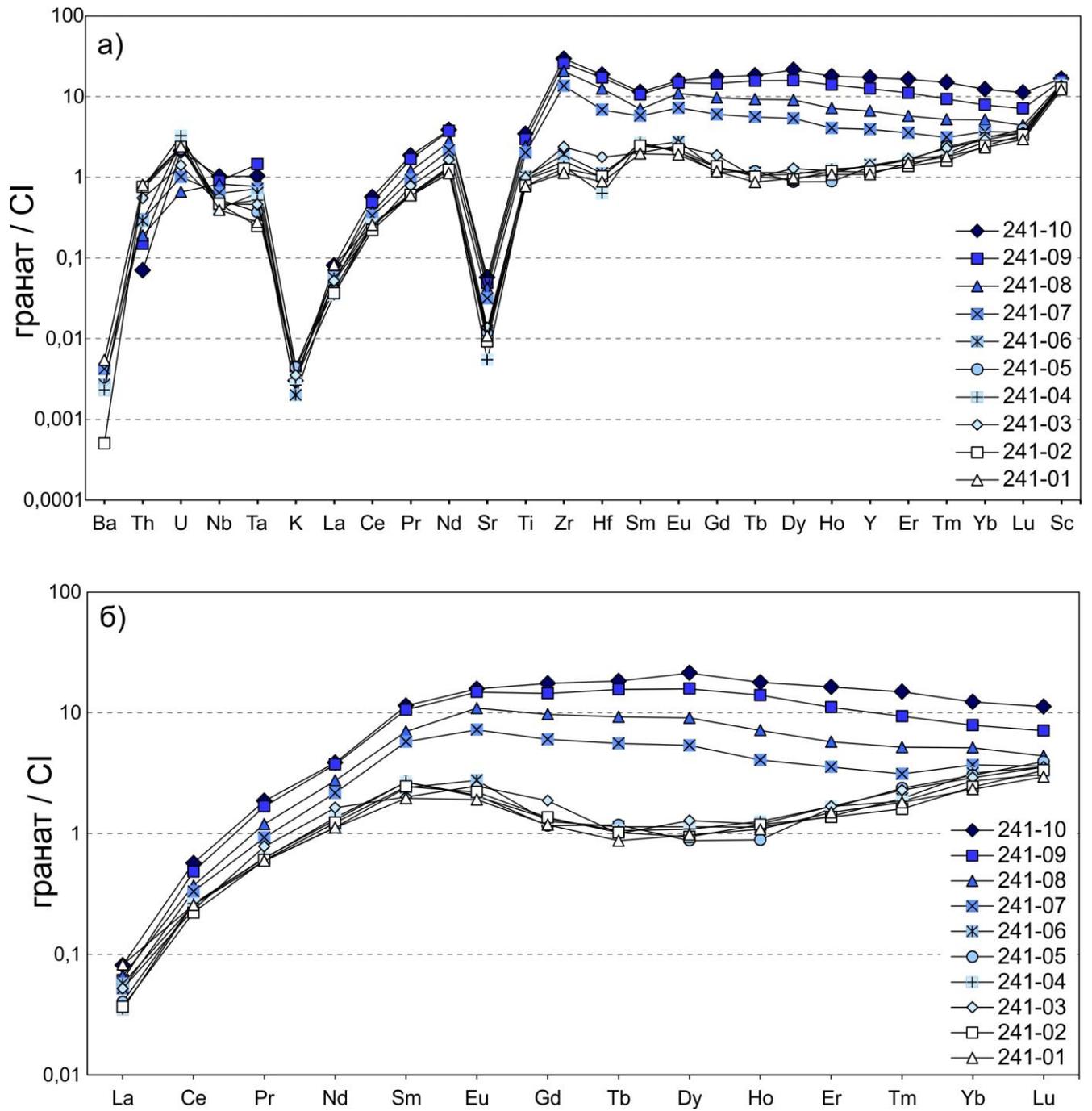


Рис. 6.15. Мультиэлементный (а) и редкоземельный (б) спектры для образца INT-241. Нормировка по составу хондрита (McDonough, Sun, 1995).

INT-289

Гранат INT-289 представлен овальным зерном размером 3x4 мм. Подобно описанным выше образцам INT-269 и INT-241, в INT-289 обнаружена ярко-выраженная зональность с практически гомогенным ядром и негомогенной внешней каймой (Рис. 6.16). Мелкие (<10 мкм) включения представлены хромитом и встречаются как в центральной, так и в краевой частях зерна.

Изменение химического состава в пересчете на миналы соответствует переходу от $\text{Prp}_{62,3} \text{Alm}_{14,9} \text{Uv}_{8,1}$ в ядре к $\text{Prp}_{55,7} \text{Alm}_{19,9} \text{Uv}_{19,8}$ в кайме зерна. Концентрация CaO на уровне 3,5 мас.% в центральной части резко возрастает на границе между двумя зонами и достигает 8,4 мас.% на самом краю зерен. Содержание FeO повышается от 7,8 до 10,4 мас.%; MgO комплементарно снижается от 21,1 до 15,6 мас.%. Содержание Al_2O_3 и Cr_2O_3 уменьшается от центра к краю: от 18,17 до 17,12 мас.% и от 7,29 до 6,99 мас.%, соответственно. Распределение содержаний MnO аналогично форме профиля для FeO; MnO повышается от 0,46 до 0,60 мас.%. TiO_2 повышается от 0,05 до 0,28 мас.% (Рис. 6.17).

Содержания редких элементов сильно увеличиваются от центра к краю. Zr увеличивается от 9 до 130 ppm (почти в 15 раз); Y от 0,5 до 16 ppm; Ga от 4 до 12 ppm; P от 60 до 142. Содержание Ni снижается от 35 (930 °C) до 30 (890 °C) ppm. Профили распределения Zr и Ga S-образные, в то время как профиль для Y имеет U-образную форму; P увеличивается, а Ni снижается сравнительно равномерно (Рис. 6.17).

Мультиэлементные и редкоземельные спектры гранатов для точек вдоль профиля показаны на Рис. 6.18. Гранат характеризуется отрицательными аномалиями для Ba, K и Sr и повышенным содержанием Zr, Hf. Вдоль профиля от центра к краю содержание MREE и HREE увеличивается, в то время как содержание LREE уменьшается. Центральная часть граната INT-289 характеризуется ярко-выраженным S-образным (синусоидальным) деплетированным спектром. По направлению к краю профиль постепенно выравнивается. Тем не менее, в последней, десятой точке, деплетирование по HREE в гранате все еще представлено, хотя и гораздо менее выражено.

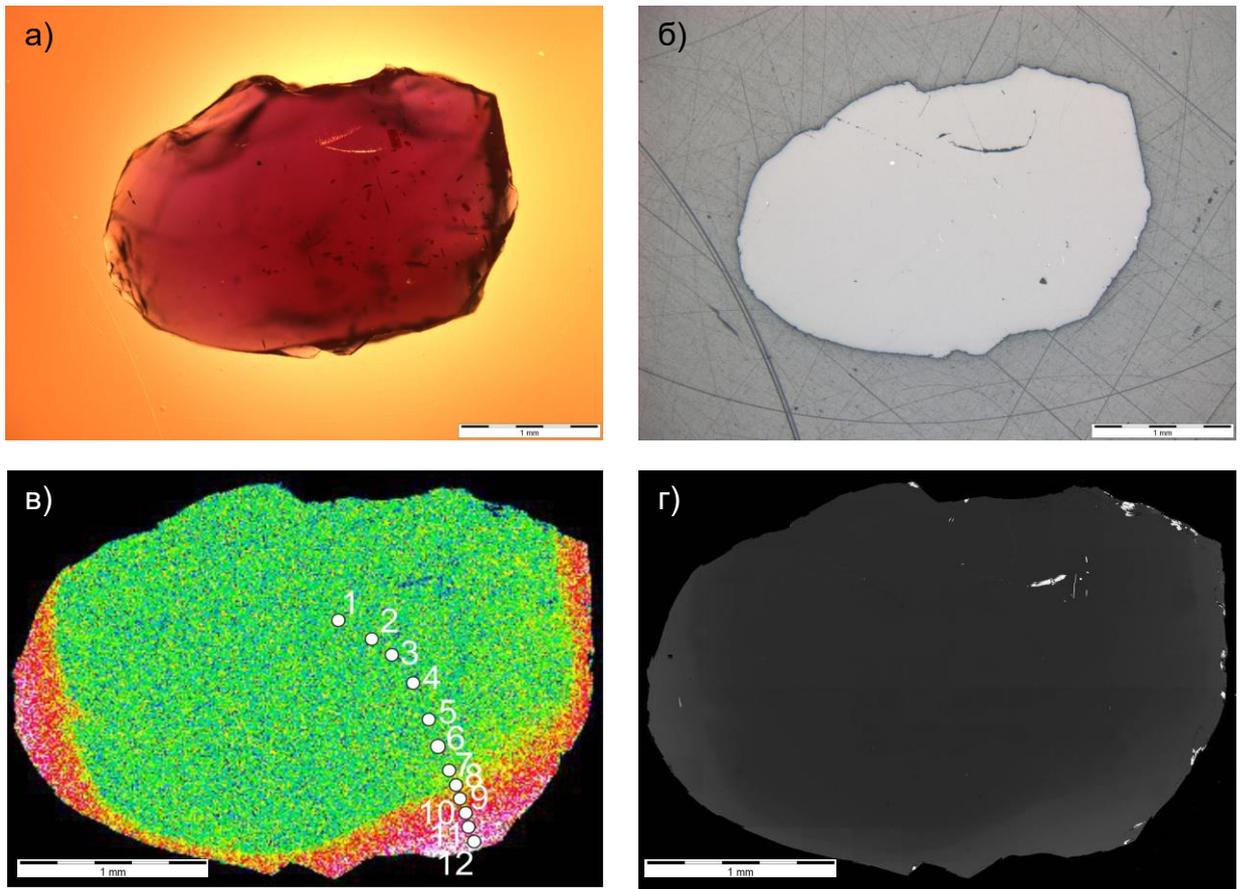


Рис.6.16. Негомогенный гранат INT-289. а) – фото в проходящем свете; б) – фото в отраженном свете; в) – элементное картирование по Са на сканирующем электронном микроскопе с указанием точек, в которых был проведен анализ редких элементов методом LA-ICPMS; г) – фото в отраженных электронах.

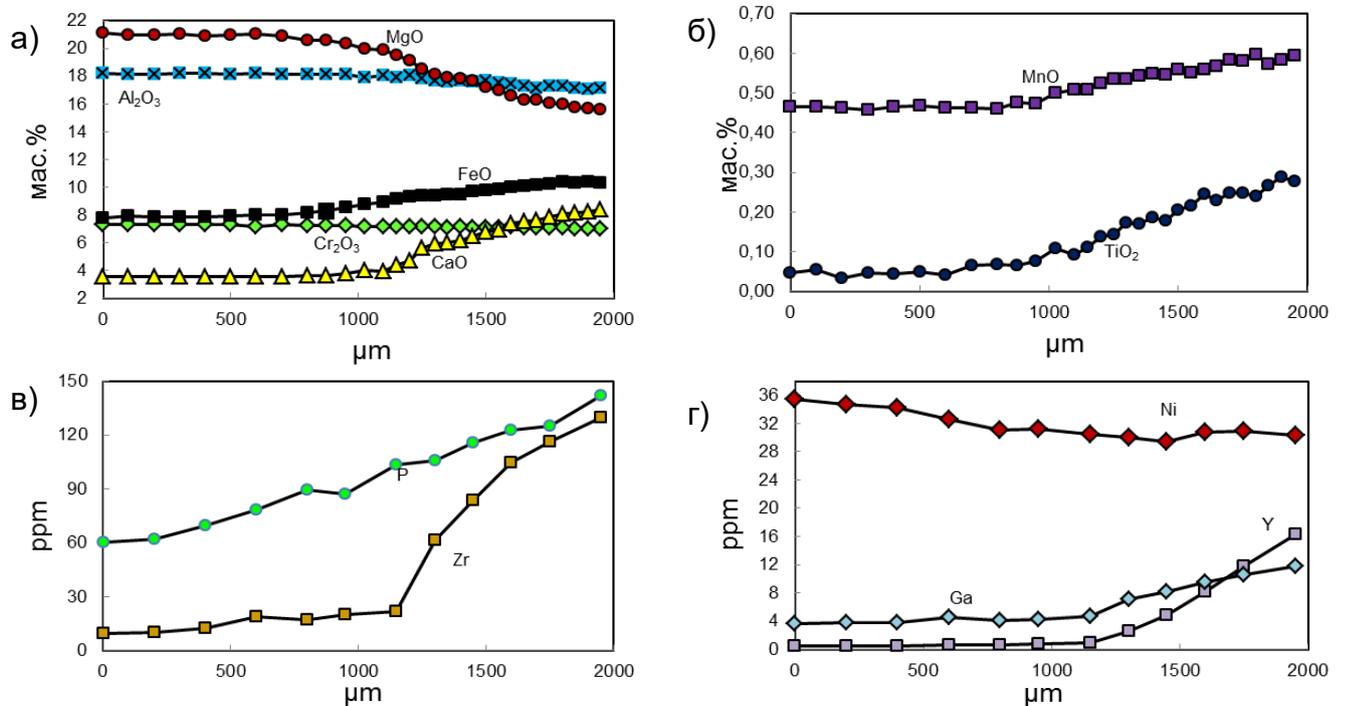


Рис. 6.17. Профили содержаний различных элементов в гранате INT-289. Отметка 0 мкм соответствует точке 1 в центре зерна (см. Рис. 6.13, в).

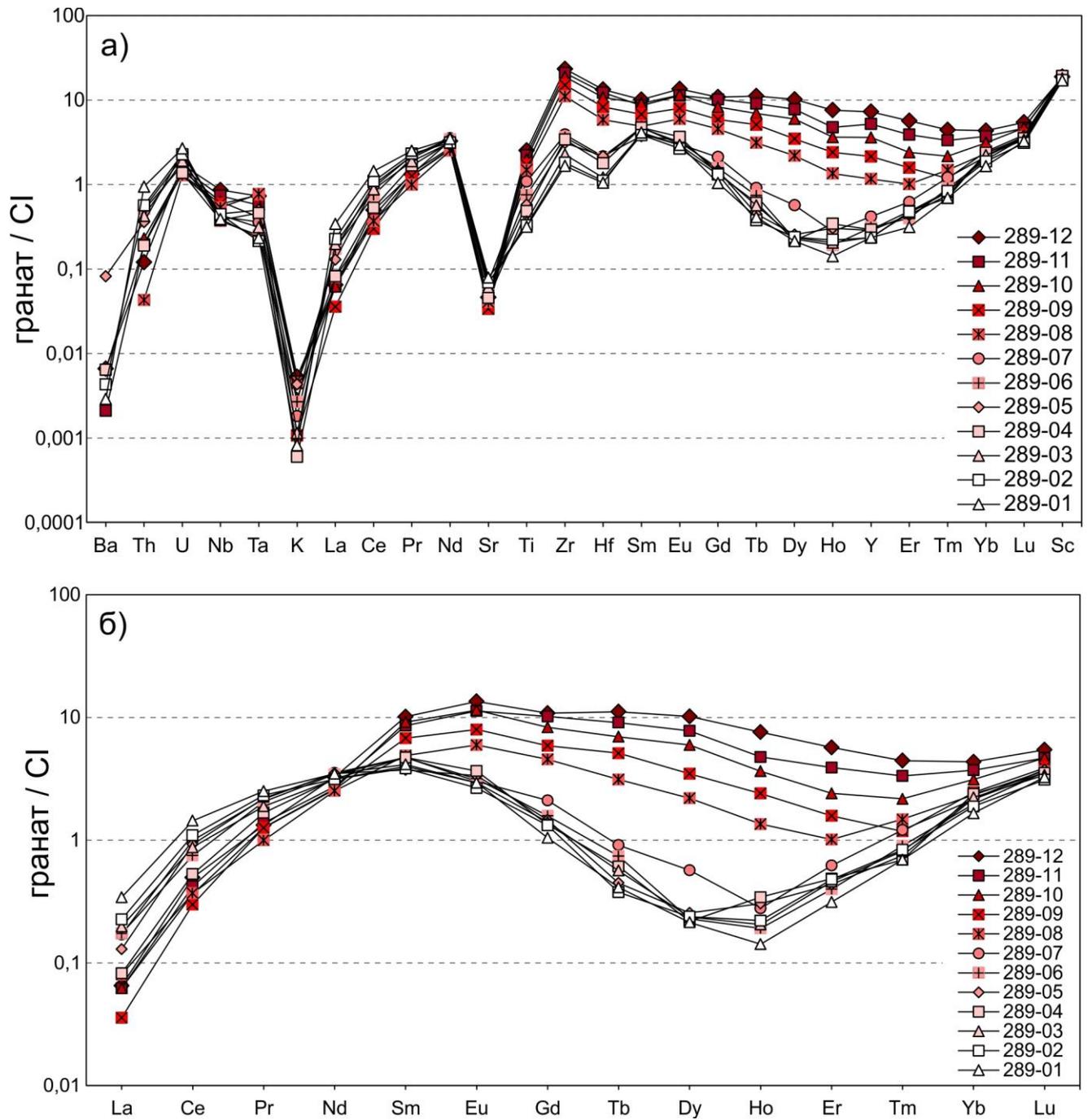


Рис. 6.18. Мультиэлементный (а) и редкоземельный (б) спектры для образца INT-289. Нормировка по составу хондрита (McDonough, Sun, 1995).

INT-263

Гранат INT-263 представлен вытянутым трещиноватым обломком исходного зерна размером 2x3 мм. Образец имеет ярко-выраженную зональность (Рис. 6.19). Граница между центральной и краевыми частями нечеткая и широкая. Поскольку образец сильно трещиноват в центральной части, профиль построен по извилистой траектории. Мелкие (<10 мкм) включения представлены хромитом и встречаются как в центральной, так и в краевой частях зерна.

Изменение химического состава в пересчете на миналы соответствует переходу от $\text{Prp}_{64,7}\text{Alm}_{12,7}\text{Uv}_{3,3}$ в ядре к $\text{Prp}_{64,3}\text{Alm}_{13,1}\text{Uv}_{18,7}$ в кайме зерна. Данный образец существенно отличается по типу зональности от INT-269, 241 и 289. Cr_2O_3 , FeO, MnO практически не варьируют на протяжении профиля. Содержание Al_2O_3 снижается от 18,27 до 17,66 мас.%. Содержание CaO постепенно увеличивается с 1,9 до 7,6 мас.%, а содержание MgO комплементарно уменьшается с 23,1 до 18,5 мас.%. Содержание TiO_2 увеличивается с 0,08 до 0,23 мас.% (Рис. 6.20).

Содержания редких элементов увеличиваются от центра к краю. Zr увеличивается от 20 до 130 ppm; Y от 1 до 11 ppm; Ga от 3,5 до 6,5 ppm; P от 76 до 179 (Рис. 6.20). Содержание Ni варьирует в образце в пределах 33-36 ppm (910-930 °C). В точке 2 в центральной части зерна содержания Zr и P резко увеличиваются, и затем в точке 3 уменьшаются, в дальнейшем возрастая равномерно. Также в образце обнаружена существенная вариация содержаний Sr; в точке 2 Sr резко уменьшается с 10,5 до 0,6 ppm, в точках 3 и 4 резко возрастает до 9,5 и 12,4 ppm, соответственно, после чего экспоненциально снижается вновь до минимума в 0,5 ppm на краю зерна. Таким образом, в точке 2 наблюдаются нехарактерные для общего тренда скачки содержаний Zr, Sr, P. Существует возможность вклада в анализ точки 2 состава какого-либо микровключения. Профили распределения элементов от центра к краю в данном образце U-образные; характерных S-образных изгибов, как у образцов с более четкой каймой, у профилей элементов не наблюдается.

Мультиэлементные и редкоземельные спектры гранатов для точек вдоль профиля показаны на Рис. 6.21. Гранат характеризуется Ba и K отрицательными аномалиями и повышенным содержанием Zr, Hf. Вдоль профиля от центра к краю содержание MREE и HREE увеличивается, в то время как содержание LREE существенно уменьшается. Однако как центральная, так и внешняя части образца характеризуются S-образным распределением REE, при этом содержание Lu практически не меняется вдоль профиля.

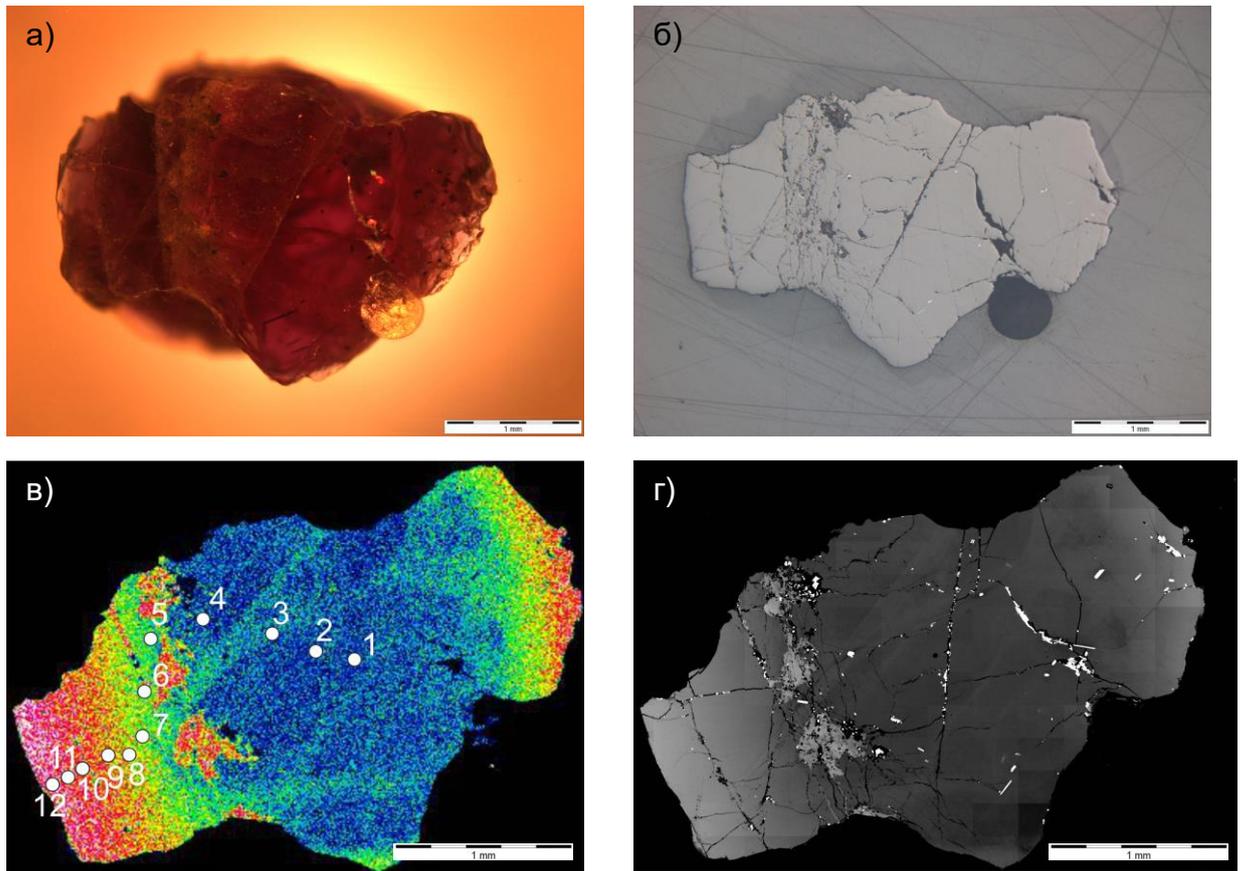


Рис. 6.19. Негомогенный гранат INT-263. а) – фото в проходящем свете; б) – фото в отраженном свете; в) – элементное картирование по Ca на сканирующем электронном микроскопе с указанием точек, в которых был проведен анализ редких элементов методом LA-ICPMS; г) – фото в отраженных электронах.

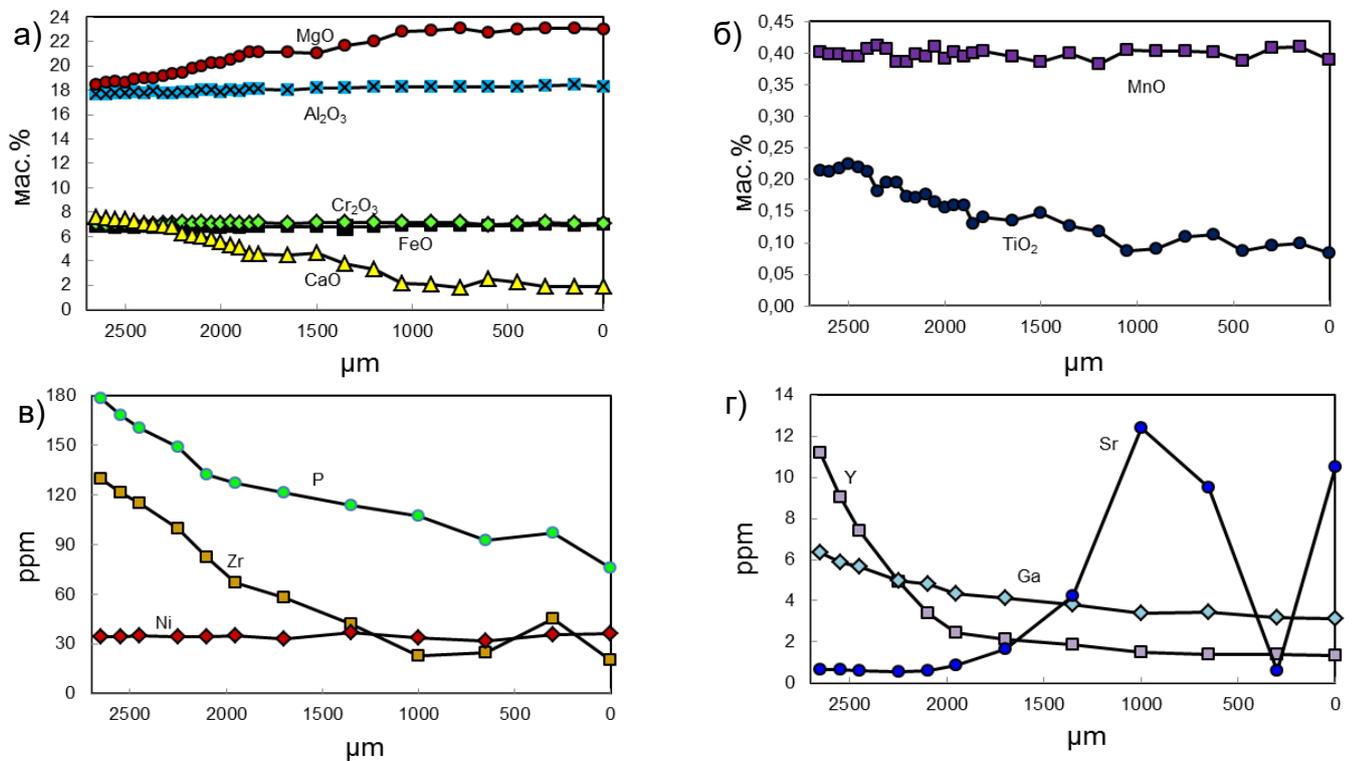


Рис. 6.20. Профили содержаний различных элементов в гранате INT-263. Отметка 0 мкм соответствует точке 1 в центре зерна (см. Рис. 6.19, в).

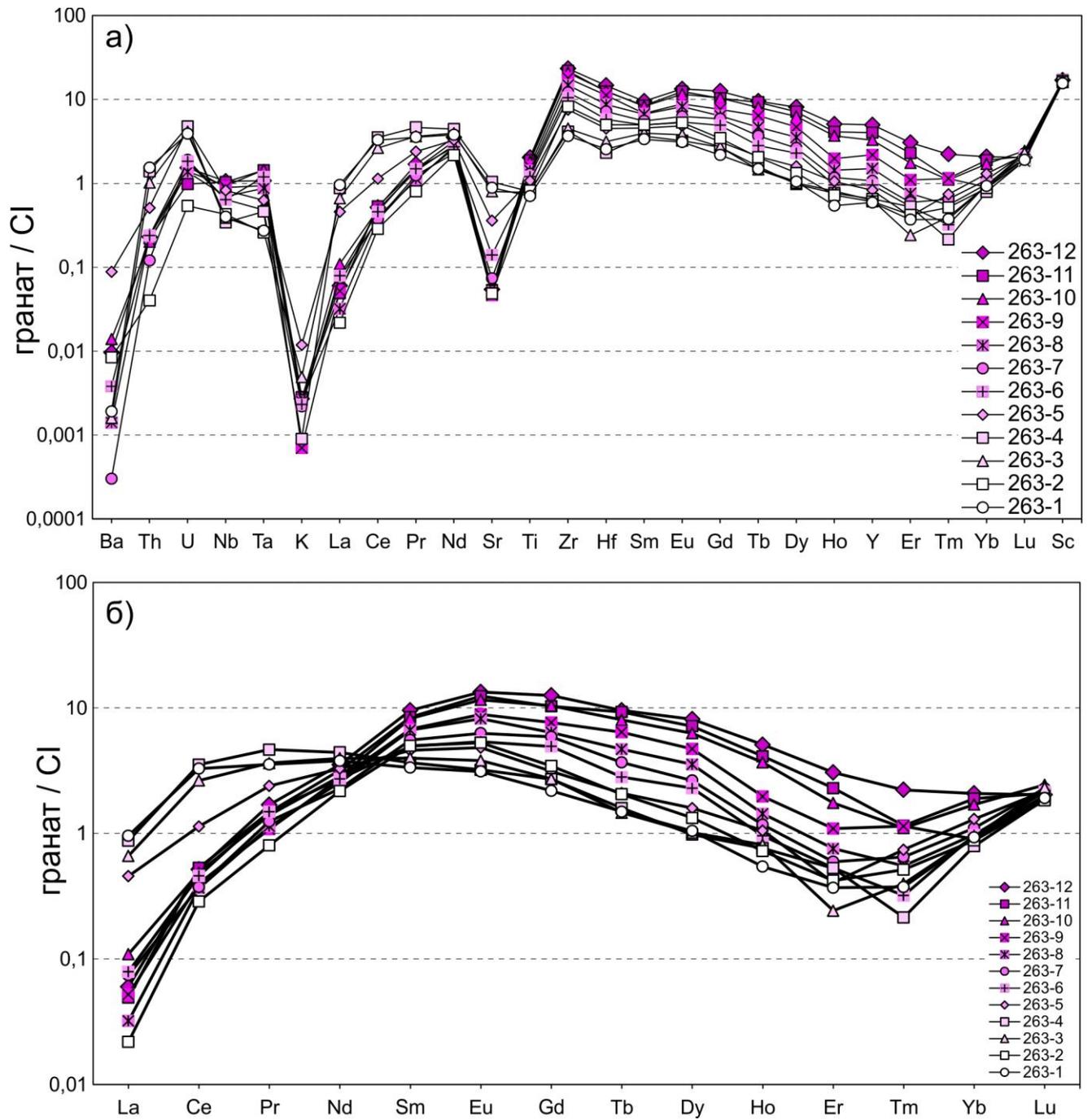


Рис. 6.21. Мультиэлементный (а) и редкоземельный (б) спектры для образца INT-263. Нормировка по составу хондрита (McDonough, Sun, 1995).

INT-70

Гранат INT-70 представлен небольшим зерном размером 1,5x1,5 мм. Его характерная особенность заключается в том, что зональность представлена не только каймой (Зона 1; с левой стороны граната на Рис. 6.22, в), но и вытянутым участком контрастного состава, проходящим через зерно (Зона 2). Включения представлены хромитом.

Более светлые участки граната INT-70 являются менее магнезиальными и более кальциевыми и титанистыми по сравнению с более темной основной частью зерна, при этом внешняя Зона 1, в свою очередь, содержит больше CaO, TiO₂ и меньше MgO, чем проходящее через зерно Зона 2. Состав ядра граната соответствует Prp_{56,7}Alm_{15,0}Uv_{14,3}, Зоны 1 – Prp_{57,0}Alm_{16,6}Uv_{24,3}, Зоны 2 – Prp_{56,5}Alm_{14,0}Uv_{16,7}. Содержание MgO в основной части (ядре) граната составляет 18,0-18,8 мас.%, CaO 6,3-6,5 мас.%, TiO₂ 0,21-0,23 мас.%; в Зоне 1 MgO уменьшается до 15,8 мас.%, а CaO и TiO₂ возрастают до 9,65 и 0,37 мас.% соответственно; в Зоне 2 MgO уменьшается до 17,6 мас.%, а CaO и TiO₂ возрастают до 7,7 и 0,37 мас.% соответственно. Остальные главные элементы практически не варьируют; на самом краю Зоны 1 Cr₂O₃ незначительно уменьшается от 8,52 до 8,13 мас.%, а Al₂O₃ увеличивается от 16,30 до 16,33 мас.% (Рис. 6.23).

Содержания некоторых редких элементов увеличиваются в Зонах 1 и 2. В Зоне 1 содержание Zr возрастает от 26 до 129 ppm; P от 78 до 142 ppm; в Зоне 2 Zr возрастает от 23 до 62 ppm; P от 62 до 109 ppm. Y значительно возрастает только в Зоне 1, увеличиваясь от 6 до 19 ppm. Ga варьирует незначительно. Содержание Ni практически постоянно на уровне 30 ppm (890 °C) (Рис. 6.23).

Мультиэлементные и редкоземельные спектры граната для точек вдоль профиля показаны на Рис. 6.24. Гранат характеризуется отрицательными аномалиями для Ba, K и Sr и повышенным содержанием Zr, Hf. В Зонах 1 и 2 увеличиваются содержания всех REE, однако в Зоне 1 обогащение REE проявлено гораздо сильнее. Форма спектров близка к распределению REE для типичных лерцолитовых гранатов, но с небольшим деплетированием в области HREE.

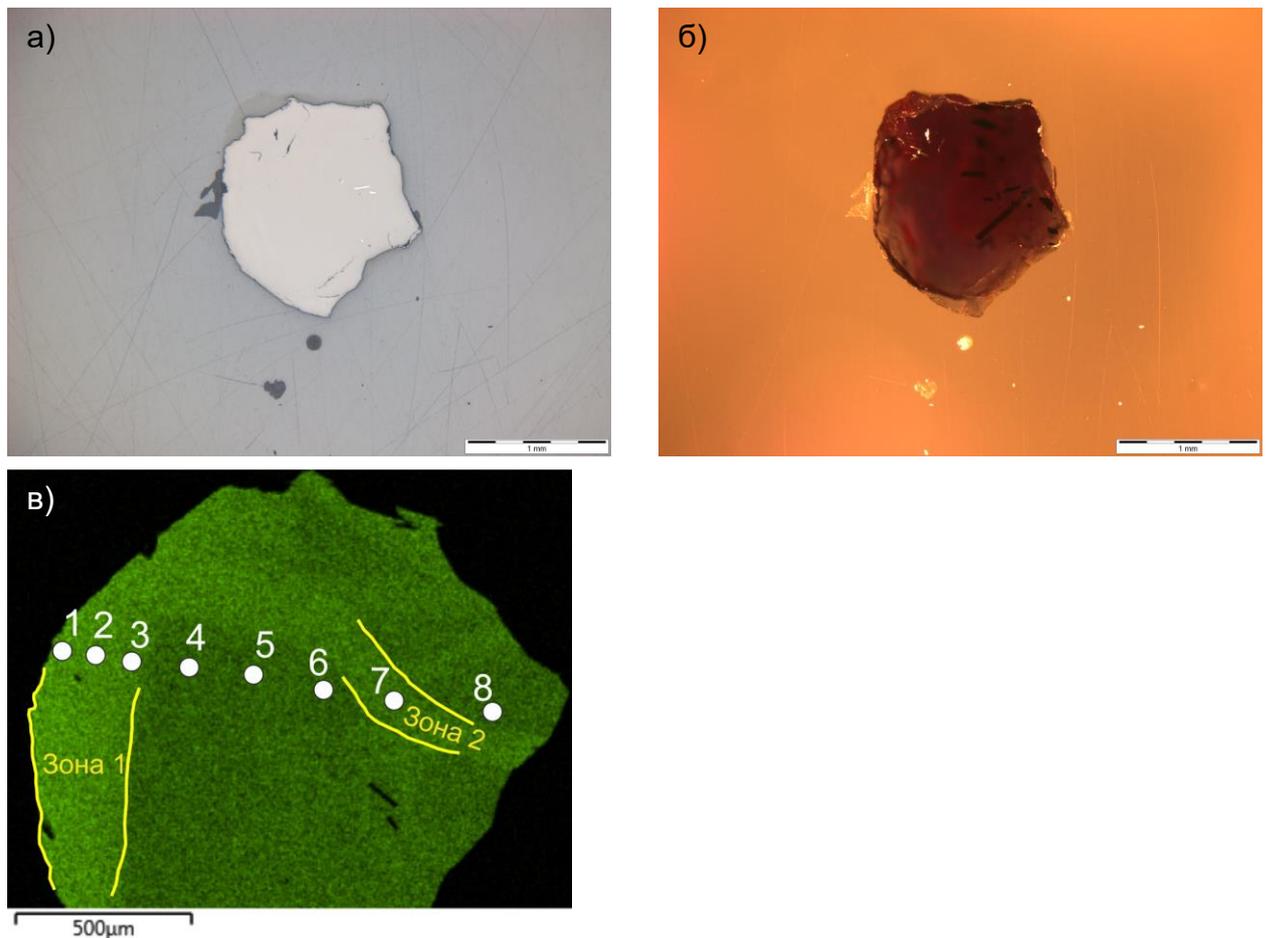


Рис. 6.22. Негомогенный гранат INT-70. а) – фото в проходящем свете; б) – фото в отраженном свете; в) – элементное картирование по Са на сканирующем электронном микроскопе с указанием точек, в которых был проведен анализ редких элементов методом LA-ICPMS.

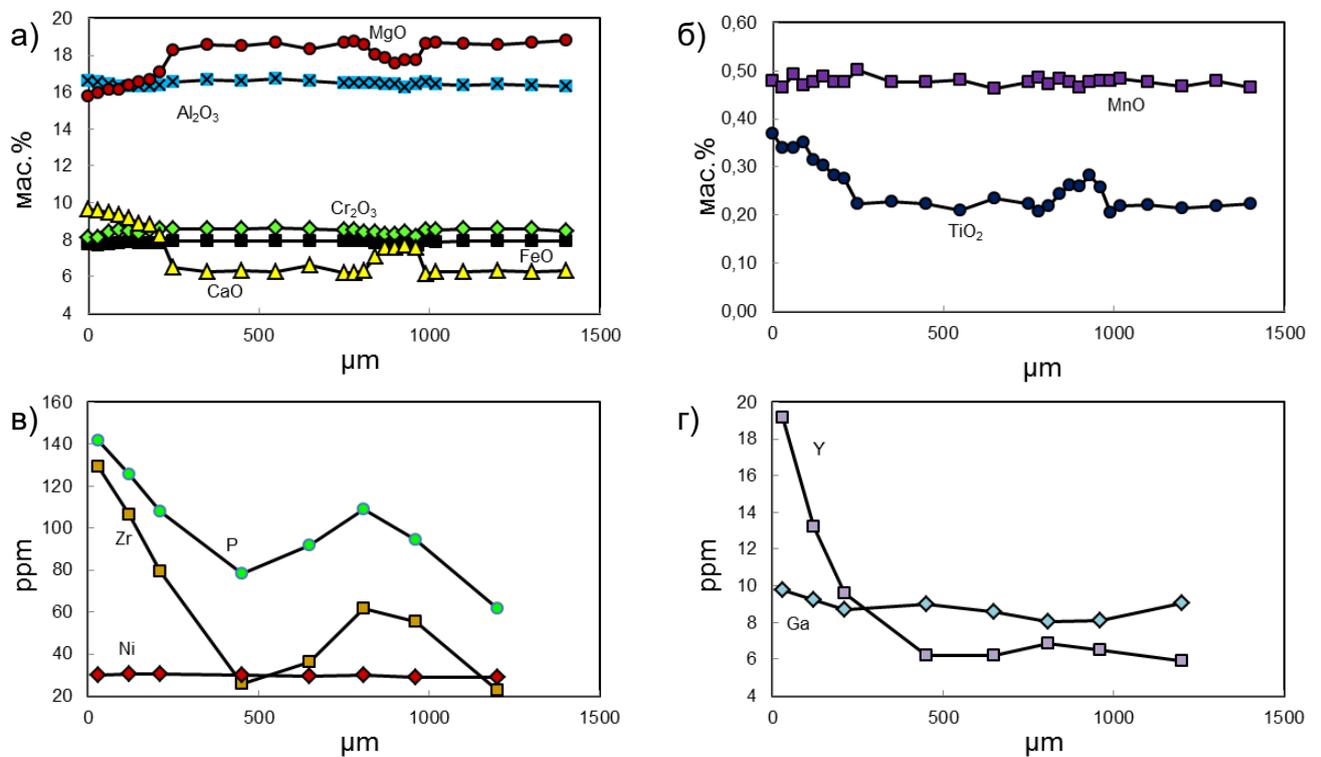


Рис. 6.23. Профили содержаний различных элементов в гранате INT-70. Отметка 0 мкм соответствует точке 1 в центре зерна (см. Рис. 6.22, в).

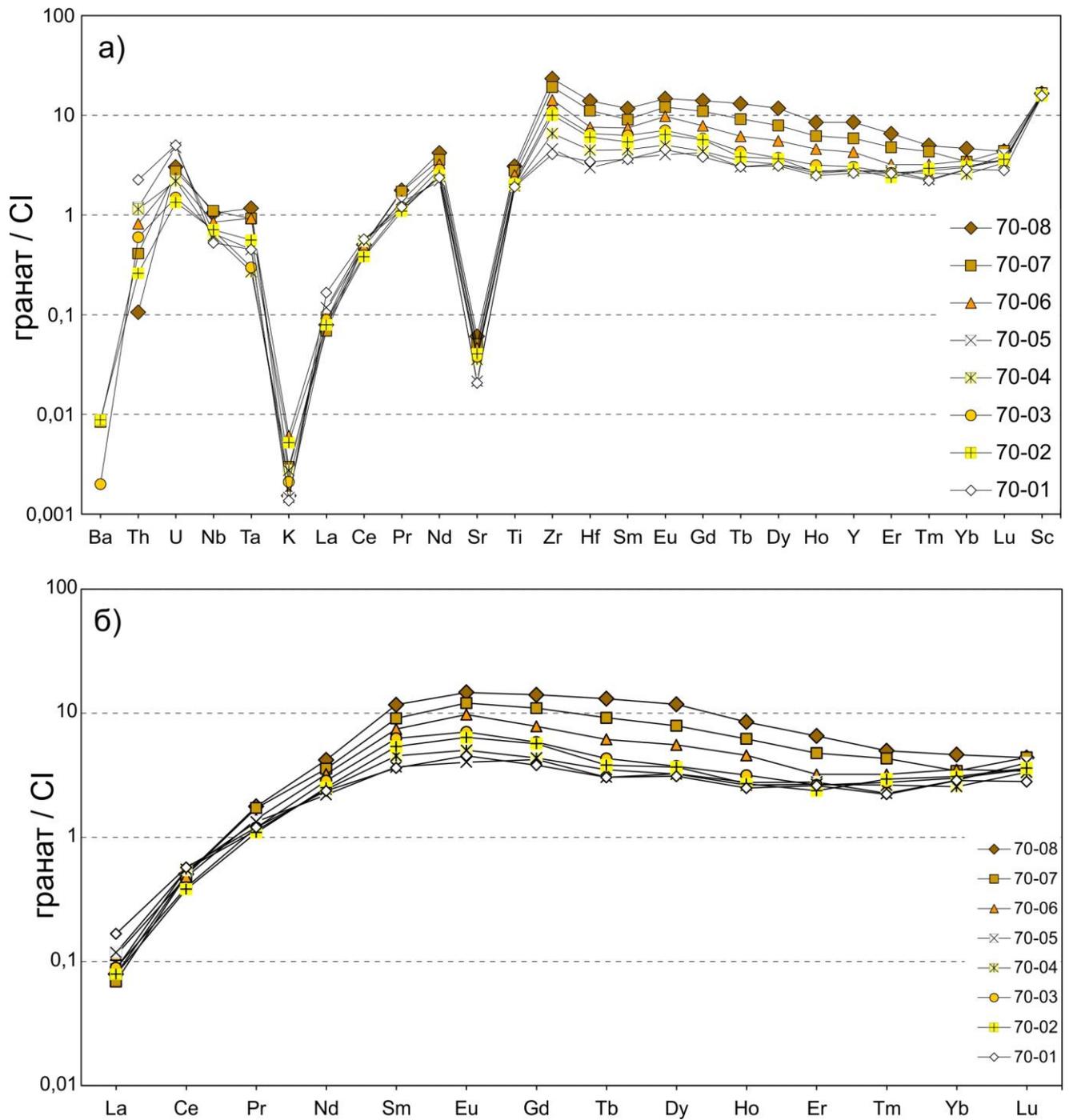


Рис. 6.24. Мультиэлементный (а) и редкоземельный (б) спектры для образца INT-70. Нормировка по составу хондрита (McDonough, Sun, 1995).

Вариации состава неомогенных гранатов от центра к краю на диаграммах.

На Рис. 6.25, (а) показано изменение содержания CaO и Cr₂O₃ в неомогенных гранатах от центра к краю (от центра зерна к краю Зоны 1 для граната INT-70). Все изученные образцы характеризуется значительным увеличением содержания CaO (в пределах 3-6 мас.%) и менее выраженным снижением концентрации Cr₂O₃ (в пределах 1 мас.%). Центральная часть гранатов INT-269, INT-241 и INT-70 относится к лерцолитовому парагенезису, в то время как краевая часть этих образцов находится глубоко в поле верлитового парагенезиса. Центральная часть образцов INT-289 и INT-263 принадлежит гарцбургит-дунитовому парагенезису в поле гранатов алмазной ассоциации, что согласуется с их наиболее выраженными синусоидальными спектрами REE, в то время как край этих образцов также находится в поле верлитового парагенезиса.

На Рис. 6.25, (б) показано изменение содержаний TiO₂ и Zr в изученных зональных гранатах с выделенными полями деплетированных гранатов и гранатов, испытавших воздействие низкотемпературного флогопитового и высокотемпературного расплавленного метасоматоза (по Griffin, Ryan, 1995; 1996). Центр гранатов находится в области деплетированных гранатов либо близко к ней для образца INT-269, и по приближению к краю состав гранатов обогащается Ti и Zr в поле флогопитового метасоматоза.

На Рис. 6.25, (в) показано изменение содержаний Zr и Y, также с выделением полей составов гранатов (по Griffin, Ryan, 1995; 1996). Состав центра всех образцов кроме INT-269 попадает в область деплетированных гранатов; состав центральной части INT-269 относится к полю расплавленного метасоматоза. По мере приближения к краю, состав гранатов обогащается Y и Zr и движется вдоль тренда флогопитового метасоматоза; состав образца INT-241 проецируется на границу между полем расплавленного и флогопитового метасоматоза. Интересно, что краевая часть гранатов INT-269 и INT-241 экстремально обогащена Y и Zr (162-163 ppm Zr и 39-40 ppm Y). Точки такого состава попадают за пределы полей составов крупных выборок метасоматических гранатов, выделенных в работах (Griffin, Ryan, 1995; 1996).

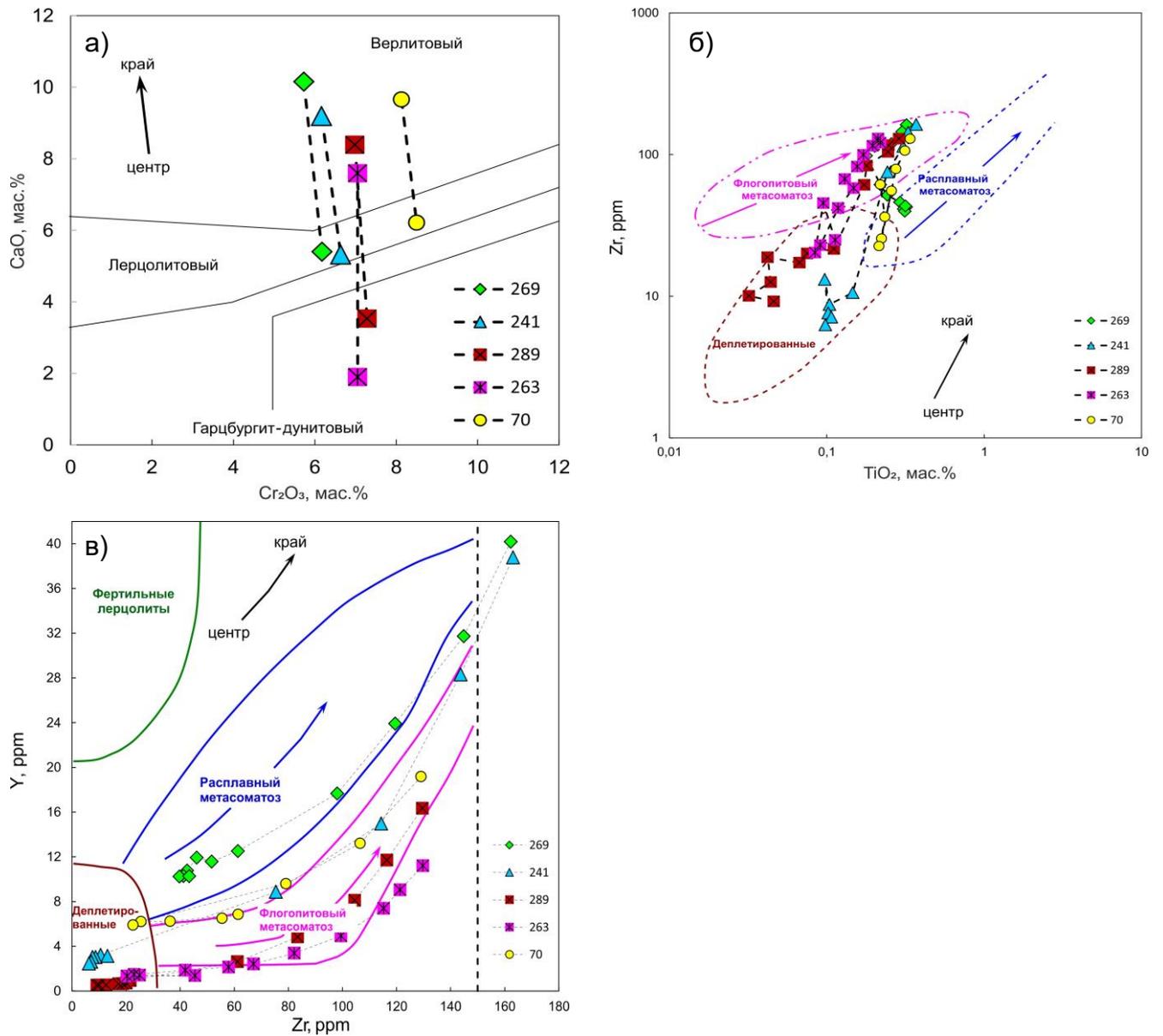


Рис. 6.25. Диаграммы в координатах (а) Cr₂O₃ (мас.%) – CaO (мас.%) (Соболев и др., 1969; Sobolev et al., 1973), (б) TiO₂ - Zr (ppm) (Griffin, Ryan, 1995; 1996), (в) Y (ppm) – Zr (ppm) (Griffin, Ryan, 1995; 1996) для негомогенных гранатов.

ГЛАВА 7. U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ РУТИЛА

Недавние мировые достижения в области аналитических методик и наличие необходимых стандартов позволили провести *in situ* U-Pb датирование включений рутила с применением метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с лазерным пробоотборником (LA-ICPMS). Для анализа было отобрано 13 больших включений рутила размером > 30 мкм.

Стандартная процедура коррекции нерадиогенного Pb по (Andersen, 2002) обычно используется для U-Pb датировок циркона. Однако, вследствие высоких содержаний нерадиогенного Pb в рутиле, был использован подход, применявшийся ранее для датирования перовскита (Batumike et al., 2008; Yaxley et al., 2013). Данная методика регрессии рассматривает совокупность анализов рутила из конкретного образца как смесь между нерадиогенным и радиогенным Pb. Пересечения линии регрессии исходных данных на диаграмме Тера-Вассербург (“обратная конкордия”) являются как оценкой $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношения для нерадиогенного Pb (верхнее пересечение), так и ожидаемым возрастом (нижнее пересечение).

Данный подход был применен к 13 анализам включений рутила в гранатах из трубки Интернациональная и позволил получить возраст на нижнем пересечении 372 ± 14 млн. лет (MSWD=1.9). После исключения четырех анализов с высокой составляющей нерадиогенного Pb, оставшиеся 9 анализов (для восьми включений рутила в пяти перидотитовых гранатах и одном включении рутила в эклогитовом гранате) дали конкордантные возраста 369 ± 10 млн. лет (MSWD=0.55; Рис. 7.1, Таблица 4), что соответствует возрасту внедрения кимберлитовой магмы трубки Интернациональная по независимым датировкам цирконов (TIMS: трубка Мир 361.5 млн. лет, Интернациональная 360 млн. лет (Дэвис и др., 1980); LAM-ICP-MS: Мир 355.3 ± 2.3 (Spetsius et al., 2002)).

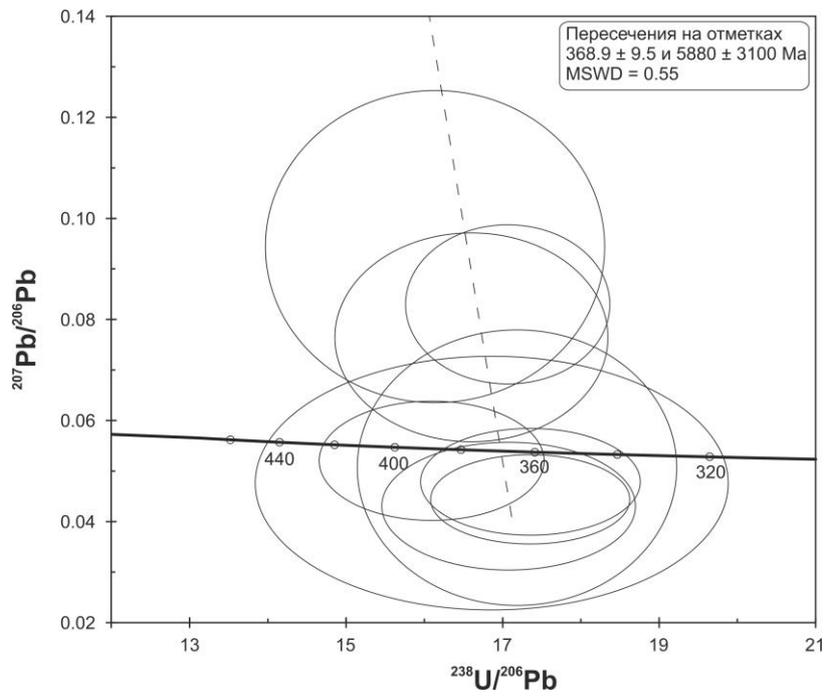


Рис.7.1. Диаграмма Тера-Вассербург (“обратная конкордия”) для восьми включений рутила в 5 перидотитовых гранатах и одного включения рутила в эклогитовом гранате из трубки Интернациональная. Полученный возраст на нижнем пересечении 368.9 ± 9.5 млн. лет соответствует возрасту внедрения кимберлитовой магмы трубки Интернациональная.

Таблица 4. Данные по U-Pb датированию включений рутила в гранатах из трубки Интернациональная

Образец	Зерно	Гранат	Отношения						Возраст (млн лет)						Концентрации (ppm)	
			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	+/-2s	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	+/-2s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	+/-2s	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	+/- 2 s	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	+/- 2 s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	+/- 2 s	Th	U
MVG-INT-INC-2	1	П	0,04446	0,00716	0,05764	0,00344	0,35496	0,05407	0,1	202	361	21	308	41	0,04	17,2
MVG-INT-INC-2	3	П	0,05206	0,00964	0,06215	0,00452	0,44914	0,07779	288	396	389	27	377	55	0,02	13,2
MVG-INT-INC-2	4	П	0,04322	0,01026	0,05856	0,00454	0,35112	0,07975	0,1	232	367	28	306	60	0,02	18,7
MVG-INT-INC-5	1	П	0,04791	0,00860	0,05762	0,00381	0,38227	0,06500	94	402	361	23	329	48	0,01	13,8
<i>MVG-INT-INC-5</i>	2	П	<i>0,18195</i>	<i>0,01580</i>	<i>2,11387</i>	<i>0,16228</i>	<i>0,08394</i>	<i>0,00429</i>	<i>2671</i>	<i>140</i>	<i>1153</i>	<i>53</i>	<i>520</i>	<i>25</i>	<i>0,02</i>	<i>13,0</i>
<i>MVG-INT-INC-5</i>	4	П	<i>0,44685</i>	<i>0,03447</i>	<i>12,80829</i>	<i>0,87145</i>	<i>0,20687</i>	<i>0,01042</i>	<i>4075</i>	<i>112</i>	<i>2666</i>	<i>64</i>	<i>1212</i>	<i>56</i>	<i>0,85</i>	<i>8,8</i>
<i>MVG-INT-INC-5</i>	5	П	<i>0,59424</i>	<i>0,09428</i>	<i>22,73060</i>	<i>3,38107</i>	<i>0,27670</i>	<i>0,01801</i>	<i>4494</i>	<i>221</i>	<i>3216</i>	<i>145</i>	<i>1575</i>	<i>91</i>	<i>0,36</i>	<i>15,4</i>
MVG-INT-INC-5	8	П	0,04675	0,02035	0,05931	0,00867	0,37942	0,15613	36	904	371	53	327	115	0,03	13,6
MVG-INT-INC-301	1	П	0,08299	0,01288	0,05860	0,00365	0,67120	0,09781	1269	289	367	22	521	59	0,50	27,8
MVG-INT-INC-313	1	П	0,05090	0,02211	0,05820	0,00563	0,40843	0,17361	236	873	365	34	348	125	0,24	3,65
MVG-INT-INC-246	1	Э	0,09450	0,02524	0,06198	0,00679	0,82664	0,20523	1518	466	388	41	612	114	0,15	10,9
<i>MVG-INT-INC-246</i>	3	Э	<i>0,37046</i>	<i>0,11036</i>	<i>10,85670</i>	<i>2,89289</i>	<i>0,20761</i>	<i>0,03067</i>	<i>3793</i>	<i>418</i>	<i>2511</i>	<i>248</i>	<i>1216</i>	<i>164</i>	<i>0,57</i>	<i>4,6</i>
MVG-INT-INC-335	5	П	0,07651	0,01685	0,06024	0,00517	0,63744	0,13159	1108	411	377	31	501	82	0,01	22,6

Примечание. П – перидотитовый гранат; Э – эклогитовый. Исключенные анализы отмечены курсивом.

ГЛАВА 8: ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

8.1. О генезисе пиропов в СКЛМ

В настоящее время проблема генезиса пиропов в СКЛМ остается предметом дискуссии. Однако в мировой литературе уже имеются многочисленные свидетельства метасоматического генезиса, по крайней мере, части пиропов в литосферной мантии различных кратонов. Гарцбургит-дунитовые гранаты из деплетированных протолитов обычно имеют синусоидальные (S-образные) профили распределения редких элементов с обогащением в области MREE (Pr-Eu). Это указывает на образование такого граната в результате метасоматической модификации ранее существующего, пре-метасоматического граната, имеющего крайне низкое LREE/HREE отношение, из-за экстракции обогащенных наиболее несовместимыми элементами расплавов при процессах частичного плавления (Stachel et al., 2004; O'Reilly, Griffin, 2013; Shu, Brey, 2015). Альтернативной гипотезой является образование такого граната непосредственно из метасоматического агента, просачивающегося через сильно деплетированный (но высокомагнезиальный и хромистый) безгранатовый гарцбургит-дунитовый протолит (O'Reilly, Griffin, 2013). Такие процессы возможны при условии, что метасоматический флюид, напротив, сильно обогащен LREE по сравнению с HREE. Преобразованный гранат будет обеднен HREE из-за дефицита таких элементов в агенте, а самые легкие REE (La, Ce) не смогут войти в структуру граната, и поэтому гранат будет обогащен в области MREE, что обуславливает необычный S-образный профиль распределения REE (Рис. 8.1, а). Основываясь на распределении высокохромистых магнезиальных пиропов в литосферной мантии Сибирского кратона, в работе (Malkovets et al., 2007) была предложена метасоматическая модель для генезиса высокохромистых гарцбургит-дунитовых пиропов, основанная на реакции между метансодержащими астеносферными флюидами с породами литосферной мантии, находящимися в более окислительных условиях.

Лерцолитовые гранаты имеют еще более явные свидетельства метасоматического образования. Такие гранаты имеют дугообразные (нормальные) профили с постепенным увеличением концентрации от LREE через MREE к HREE. Лерцолитовые гранаты существенно обогащены MREE и HREE по сравнению с гарцбургит-дунитовыми; такое обогащение возможно при дальнейшей метасоматической модификации протолита (Рис. 8.1, б). Фертильность лерцолитового граната также коррелирует с общей обогащенностью лерцолита по сравнению с гарцбургит-дунитом. Фертильность лерцолита по отношению к гарцбургиту или дуниту проявляется в обогащении базальтовыми компонентами (Ca, Al, Fe, Ti), а также редкими элементами. В лерцолите гранат находится в равновесии с клинопироксеном, что обуславливает его более высокую кальциевость по сравнению с гранатом из более

деплементированных источников. Для гранатов лерцолитового тренда также характерны включения метасоматических высокотитанистых оксидов, которые не встречаются в гарцбургит-дунитовых гранатах (Костровицкий, Гаранин, 1992; Костровицкий и др., 1993; Варламов и др., 1993; 1995; Wang et al., 1999; Vrana, 2008; Ziberna et al., 2013; Резвухин и др., 2016а, 2016б).

Результаты исследования зональных гранатов в крупнозернистых (coarse) и порфирокластовых (porphyroclastic, sheared) перидотитов Сибирского кратона, кратона Каапвааль и Колорадского плато (напр., Boyd et al., 1976; Smith, Ehrenberg, 1984; Smith et al., 1991; Griffin et al., 1999с) показали, что край зональных гранатов существенно обогащен Са, Тi, Zr, Y и прочими редкими элементами, что указывает на явные проявления мантийного метасоматоза в рассматриваемых регионах. В некоторых случаях, на примере зональных зерен, удается непосредственно проследить превращение субкальциевого гарцбургит-дунитового граната с S-образным типом распределения REE (центр зерна) в кальциевый лерцолитовый гранат с дугообразным распределением REE (край зерна). Такие неомогенные гранаты в ксенолитах метасоматизированных перидотитов из кимберлитовой трубки Весселтон описаны в работе (Griffin et al., 1999а). Образцы неомогенных гранатов с похожими особенностями изменения состава от центра к краю описаны и в рамках настоящей работы.

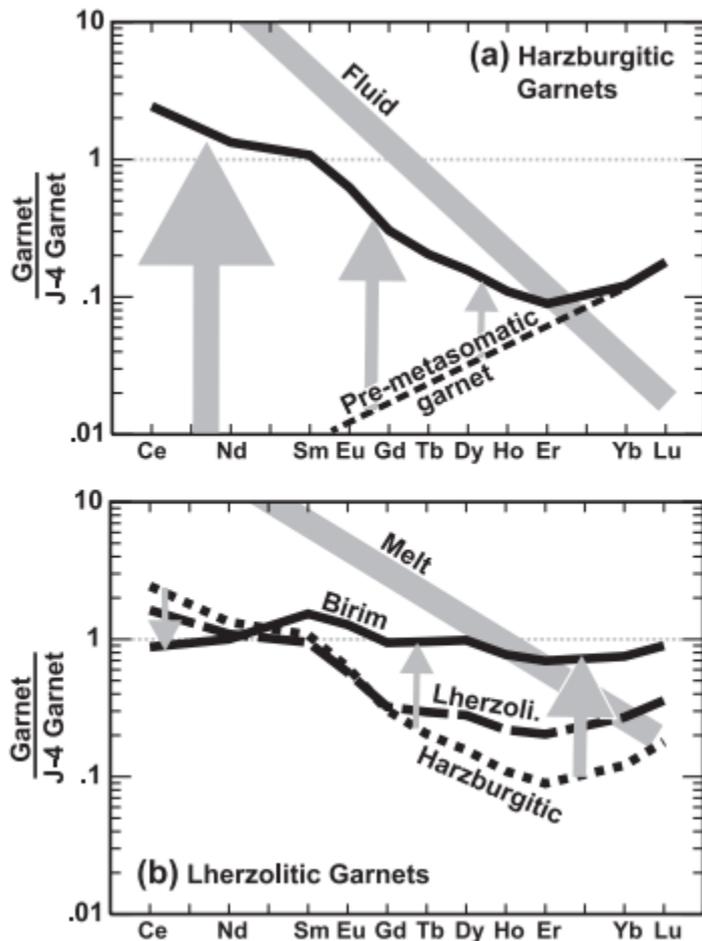


Рис. 8.1. Схематическая иллюстрация метасоматического преобразования гранатов в литосферной мантии.

а) Образование гарцбургитового граната в результате взаимодействия пре-метасоматического граната (пунктирная линия), имеющего крайне низкое LREE/HREE отношение, с метасоматическим флюидом (серая полоса), сильно обогащенным LREE по сравнению с HREE. Синусоидальный профиль является результатом вхождения в структуру граната в первую очередь средних редкоземельных элементов, так как легкие редкоземельные элементы несовместимы со структурой граната, а тяжелыми сильно обеднен метасоматический агент.

б) Образование лерцолитового граната в результате метасоматической модификации гарцбургитового протолита метасоматическим расплавом (серая полоса). В ходе процесса в гранате увеличивается содержание MREE и HREE, и уменьшается содержание LREE, так как в породе увеличивается модальное содержание клинопироксена, в структуру которого входят LREE.

По (Stachel et al., 2004).

8.2. Происхождение и петрогенетическое значение включений высокотитанистых оксидов в связи с проблемой генезиса пиропов в литосферной мантии Сибирского кратона.

Как было показано в Главах 4 и 5, в изученных гранатах из трубки Интернациональная установлены и проанализированы такие минеральные фазы как рутил и его разновидности (хромистый, хром-ниобиевый), минералы группы кричтонита и пикроильменит, а также представляющие особый интерес включения необычного Fe-Ti-Cr шпинелида. Высокотитанистые оксиды в перидотитовых гранатах из трубки Интернациональная характеризуются высоким содержанием примесей несовместимых элементов, таких как Nb, Ta, Zr в рутиле и широкий спектр (HFSE, LILE, REE) несовместимых элементов в минералах группы кричтонита (данные по химическому составу включений приведены в Главе 5). Генезис рутила в мантийных перидотитах, особенно в ассоциации с минералами группы кричтонита, традиционно связывают с процессами мантийного метасоматоза (Tollo, Haggerty, 1987; Haggerty, 1991; Sobolev, Yefimova, 2000; Litasov et al., 2006; Sobolev, Yefimova, 2000; Konzett et al., 2013). В субконтинентальной литосферной мантии минералы группы кричтонита, являющиеся важным концентратором несовместимых элементов, таких как LILE, HFSE, LREE, имеют несомненный метасоматический генезис (Jones et al., 1982; Haggerty et al., 1983; Haggerty, 1991; Sobolev et al., 1997; Wang et al., 1999; Konzett et al., 2013). Пикроильменит в СКЛМ также распространен в качестве основной метасоматической фазы (Haggerty, 1991). Включения экзотической Fe-Cr-Ti шпинели имеют необычный для мантийных перидотитов состав и приурочены к внешней, обогащенной Ca, Fe, Ti и редкими элементами зоне неомогенных гранатов, что также однозначно свидетельствует об их метасоматическом происхождении.

При образовании включений оксидов и хромистых пиропов источником несовместимых элементов являются метасоматизирующие агенты, тогда как высокие содержания Cr как во включениях, так и в гранате, унаследованы от перидотитового протолита, главными источниками Cr в котором являются хромит и субкальциевый высокохромистый гарцбургит-дунитовый пироп.

Следует отметить, что состав минералов группы кричтонита, вероятно, отражает геохимические особенности метасоматических флюидов/расплавов, действовавших на литосферную мантию. Так, минералы LIMA из кимберлитов ЮАР с преобладанием Ba или K в позиции А кристаллизовались из существенно бариевого и калиевого флюида/расплава, в то время как образование минералов высокотитанистой ассоциации в пироповых включениях из кимберлитовой трубки Интернациональная и диатремы Гарнет Ридж (Wang et al., 1999) происходило с участием флюидов/расплавов, обогащенных Na, Ca и Al. Тем не менее, находки включения линдслейита в алмазе из трубки Интернациональная (Соболев и др., 1988), а также нескольких

включений линдслейита в пиробах из трубки Интернациональная (Резвухин и др., 2016а), вероятно, свидетельствуют о нескольких этапах мантийного метасоматоза в литосферной мантии Мирнинского поля с участием агентов различного состава. Также необходимо подчеркнуть, что находки минералов группы кричтонита в алмазах из кимберлитов Мирнинского поля (трубки Интернациональная и Спутник) являются доказательствами более глубинного характера проявлений мантийного метасоматоза в литосфере рассматриваемого региона по сравнению с южноафриканскими находками, а именно в области устойчивости алмаза (более 4–5 ГПа) (Соболев и др., 1988; Sobolev et al., 1997). Об этом также свидетельствует обнаружение хромистого рутила в алмазе перидотитового парагенезиса из трубки Мир (Sobolev, Yefimova, 2000; Malkovets et al., 2016).

8.3. Практическое значение высокохромистого рутила для алмазопромысловых работ на территории древних кратонов

В процессе работы был проведен анализ литературы по составам рутила из различных литологических и геодинамических обстановок с целью выявить различия в содержании Cr. На Рис. 8.1. приведены данные по содержанию TiO_2 и Cr_2O_3 во включениях рутила в перидотитовых и эклогитовых гранатах из трубки Интернациональная. Для сравнения использованы составы включений рутила в коровых гранатах из трубки Майская и ксенокристаллов рутила из концентрата трубки Интернациональная (данные автора), а также рутилы из разнообразных парагенезисов по мировым литературным данным.

Включения рутила в 24 коровых гранатах из трубки Майская близки по составу к типичным эклогитовым рутилам, включая и проанализированные в рамках данной работы. Содержание TiO_2 составляет от 96,3 до 99,3 мас.%; Cr_2O_3 до 0,4 мас. %, Nb_2O_5 до 0,33 мас. %, ZrO_2 до 0,77 мас.%, Fe_2O_3 0,25–3,5 мас.%, Al_2O_3 до 1,48 мас.%, MgO до 0,19 мас.% и V_2O_5 0,29–0,99 мас. %.

Также был проведен анализ химического состава 33 ксенокристаллов рутила из концентрата трубки Интернациональная, для того чтобы оценить относительное распространение зерен хромистого рутила в концентрате. В трех зернах (~9 %) наблюдается высокое содержание Cr_2O_3 (6,68, 8,27 и 8,69 мас.%), в то время как остальные зерна похожи на типичный коровый рутил с низким содержанием Cr_2O_3 и других примесей.

Рутил из метасоматических ассоциаций кратонной литосферной мантии характеризуется повышенными содержаниями Cr_2O_3 от 0,64 до 9,75 мас. %. Составы включений рутила из перидотитовых гранатов трубки Интернациональная существенно перекрываются с составами рутила из ксенолитов перидотитов, вынесенных кимберлитами ЮАР (Jones et al., 1982; Tollo, Haggerty, 1987; Haggerty, 1991; Schulze, 1990; Konzett et al., 2013) и составами включений рутила в лерцолитовых гранатах из ультрамафической диагены Гарнет Ридж, Аризона, США (Wang et al., 1999). Самое низкое содержание Cr_2O_3 (< 0.4 мас. %) отмечено у рутила из коровых и эклогитовых минеральных ассоциаций. Рутилы из метасоматизированных ксенолитов перидотитов шпинелевой фации глубинности, вынесенных щелочными базальтовыми магмами во внекратонных обстановках (Ionov et al., 1999; Gregoire et al., 2002; Kalfoun et al., 2002; Litasov et al., 2006), характеризуются промежуточными содержаниями Cr_2O_3 между высокохромистыми рутилами кратонной мантии, вынесенными глубинными магмами, и низкохромистыми коровыми рутилами. За исключением зерна рутила с содержанием Cr_2O_3 2,87 мас. % из очень тонкозернистой метасоматической жилы (Gregoire et al., 2002), содержание Cr_2O_3 в этой группе варьирует от 0,14 до 1,61 мас. %. Рутилы из основной массы кимберлитов характеризуются содержанием Cr_2O_3 от 0,01 до 3,32 мас.% (Boctor, Boyd, 1981; Zurevinski, Mitchell, 2011;

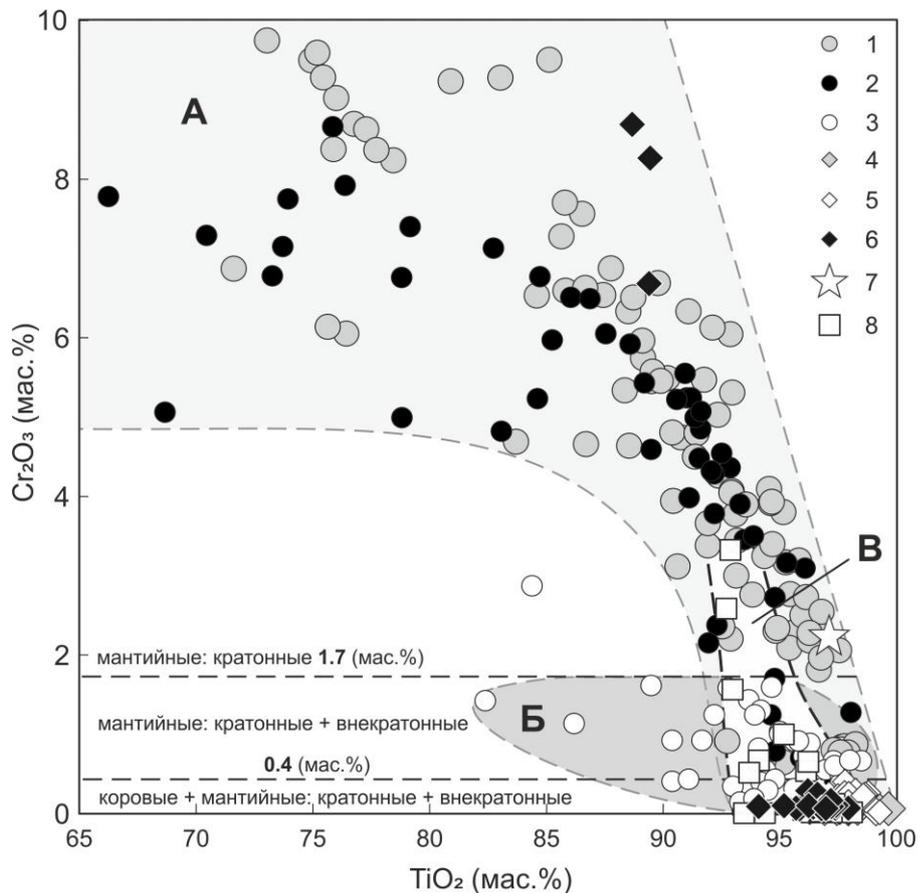


Рис. 8.1. Составы рутила из различных парагенезисов на диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{Cr}_2\text{O}_3$ (мас.%).

1 – включения в перидотитовых гранатах из трубки Интернациональная; 2 – рутил из метасоматизированных ксенолитов и ксенокристаллы рутила из кимберлитов ЮАР (Jones et al., 1982; Tollo, Haggerty, 1987; Haggerty, 1991; Schulze, 1990; Konzett et al., 2013) и включения в лерцолитовых гранатах из ультрамафической диатремы Гарнет Ридж, Аризона, США (Wang et al., 1999); 3 – рутил в метасоматизированных ксенолитах перидотитов, вынесенных щелочными базальтами (Ionov et al., 1999; Gregoire et al., 2002; Kalfoun et al., 2002; Litasov et al., 2006); 4 – включения в эклогитовых гранатах из трубки Интернациональная; 5 – включения в коровых гранатах из трубки Майская; 6 – ксенокристаллы рутила из концентрата кимберлитовой трубки Интернациональная; 7 – включение в алмазе Мг-25/15 из трубки Мир (Sobolev, Yefimova, 2000; Malkovets et al., 2016); 8 – рутил из основной массы кимберлитов (Voctor, Boyd, 1981; Zurevinski, Mitchell, 2011; Tappe et al., 2014).

Выделенные поля составов: А – рутил из кратонных глубинных магматических пород; Б – рутил в метасоматизированных ксенолитах перидотитов внекратонных областей, В - рутил из основной массы кимберлитов.

Тарре et al., 2014); однако нужно отметить, что их происхождение в кимберлите может быть различным.

Таким образом, на основе анализа различий в содержании Cr_2O_3 в рутилах из различных породных ассоциаций, можно сделать вывод, что содержание Cr_2O_3 в рутиле выше 1,7 мас.% свидетельствует о принадлежности рутила к кратонной мантии, в то время как рутилы с содержанием Cr_2O_3 ниже 1,7 мас.% могут быть как кратонными, так и внекратонными. Вероятно, данное различие в содержании Cr_2O_3 обусловлено более деплетированным характером кратонной СКЛМ (более высокое отношение Cr/Al) в сравнении с более фертильными перидотитами внекратонных областей (Griffin et al., 2009). Такой характерный признак полезен на начальных этапах поиска, так как известные проявления кимберлитового магматизма, в соответствии с правилом Клиффорда (Clifford, 1966), локализованы только в пределах архейских и архейско-раннепротерозойских кратонов.

Дальнейшим развитием этой концепции стало датирование зерен рутила в изученных ксенокристаллах граната (Глава 7), с полученным возрастом 369 ± 10 млн. лет, соответствующим возрасту внедрения кимберлитовой магмы трубки Интернациональная. Ранние петрологические оценки температуры закрытия для диффузии Pb в рутиле (T_c) выявили достаточно широкий интервал $400\text{--}630^\circ\text{C}$. В работе (Mezger et al., 1989) проведенная оценка T_c для зерен рутила размером $90\text{--}210$ мкм из протерозойского Адирондакского террейна, Нью-Йорк, США, соответствует 400°C . Эта величина впоследствии была пересмотрена до 540°C (Vry, Baker, 2006). Изучение краев зерен рутила из пород гранулитовой фации Рейнольдс Рэнж, Австралия, позволило получить T_c 630°C , независимо от размера зерна (Vry, Baker, 2006). Наконец, Cherniak (2000) изучил диффузию Pb в рутиле посредством проведения экспериментов по нагреванию природных и синтетических рутилов при температуре в интервале от 700 до 1100°C , что позволило установить T_c в интервале $600\text{--}640^\circ\text{C}$ для зерен размером $100\text{--}200$ мкм.

Граница шпинелевой и гранатовой фаций глубинности ($20\text{--}22$ кбар) в кратонной СКЛМ под Мирнинским полем проходит при температуре $\sim 550\text{--}600^\circ\text{C}$, при тепловом потоке 35 мВт/м² (Griffin et al., 1999a; Hasterok, Chapman, 2011). По данным Ni-термометрии в гранате, температура равновесия для изученных 39 перидотитовых гранатов с включениями рутила варьирует в интервале $725\text{--}1030^\circ\text{C}$, что соответствует давлению $33\text{--}53$ кбар, или глубине $\sim 100\text{--}165$ км, при тепловом потоке 35 мВт/м². На данный момент невозможно установить, в ходе какого именно метасоматического события, предшествующего внедрению кимберлитовой магмы трубки Интернациональная, кристаллизовались изученные гранаты с включениями рутила. Такое метасоматическое событие может быть как относительно недавним, так и иметь архейский или протерозойский возраст. Как бы то ни было, гранаты с включениями рутила со времени своего образования находились в мантии при температуре, существенно

превышающей петрологические (400-630°C Mezger et al., 1989; Vry, Baker, 2006) и экспериментальные (600-640 °C; Cherniak, 2000) оценки T_c в рутиле. Таким образом, в ходе всего времени, проведенного гранатами в мантии, происходило постоянно переустановление U-Pb системы в рутиле, а полученный возраст соответствует времени внедрения кимберлитовой магмы, захватившей гранаты, как прямое следствие охлаждения и падения температуры ниже температуры закрытия для диффузии Pb в рутиле.

Характерная высокая хромистость и свойство мантийного рутила регистрировать возраст внедрения кимберлитовой магмы обуславливает полезность рутила как индикаторного минерала кимберлитов. Рутил наряду с алмазом, цирконом, пиропом, хромитом, и пикроильменитом, является химически и физически стойким минералом, накапливающимся в россыпях. В пределах Сибирского кратона выявлено 4 эпизода кимберлитового магматизма и множество аллювиальных алмазосодержащих россыпей без установленного источника. С использованием описанного подхода, можно датировать не только конкретные кимберлиты, но и получать возраст материала, представленного в россыпях (то есть получать возраст материнского кимберлита). Хромистый рутил может стать крайне полезным инструментом для алмазопроископических работ на территории древних кратонов. Помимо кимберлитов, можно также оценивать возраст других глубинных мантийных щелочных пород (лампроиты, карбонатиты и т.д.), вынесших ксенокристаллы рутила или рутилсодержащие ксенолиты на поверхность, и, соответственно, использовать этот подход в поисковых работах на другие типы месторождений рудных полезных ископаемых.

Важным подтверждением ценности хромистого рутила в качестве индикаторного минерала кимберлитов является находка включения хромистого рутила, наряду с минералами перидотитового парагенезиса, в алмазе из трубки Мир (Sobolev, Yefimova, 2000; Malkovets et al., 2016). Этот уникальный образец прямо свидетельствует об ассоциации рутила с алмазом перидотитового парагенезиса и дополняет данные по Мирнинскому полю, полученные в ходе настоящей работы для гранатов из трубки Интернациональная.

8.4. Вертикальная гетерогенность СКЛМ под Мирнинским полем в связи с проблемой сохранности алмаза при метасоматической модификации литосферной мантии

Геохимические исследования, направленные на выявление особенностей редкоэлементного состава гранатов, показали, что гранаты с включениями оксидов существенно отличаются от гранатов с включениями сульфидов по целому ряду параметров:

1) Содержание Са, Cr и тип парагенезиса. Подавляющее большинство гранатов с включениями оксидов принадлежат лерцолитовому тренду при подчиненном количестве верлитовых гранатов и всего одном гранате с включениями хромита гарцбургит-дунитового парагенезиса, в то время как треть гранатов с включениями сульфидов относятся к гарцбургит-дунитовому парагенезису, в том числе и к полю составов гранатов в ассоциации с алмазом на диаграмме CaO-Cr₂O₃ (Соболев и др., 1969; Sobolev et al., 1973). Гранаты с сульфидами также в среднем более хромистые и имеют содержание Cr₂O₃ > 2 мас.%.

2) Геохимические спектры и степень деплетированности. Гранаты с включениями высокотитанистых оксидов имеют только типичные для лерцолитовых гранатов редкоземельные спектры с постепенным увеличением концентрации REE от легких к тяжелым REE. Напротив, среди гранатов с включениями сульфидов велика доля образцов (>40%) с характерными синусоидальными распределениями, в том числе с большим “провалом” в области тяжелых REE. Гранаты с включениями хромита, подобно гранатам с включениями высокотитанистых оксидов, в основном характеризуются типичными для лерцолитовых гранатов распределениями, и только три граната с включениями хромита имеют синусоидальные спектры.

Наиболее деплетированные гарцбургит-дунитовые гранаты, ассоциирующие с алмазом, имеют высокие содержания Cr₂O₃ и низкие содержания Y (<10 ppm) (O'Reilly, Griffin, 2013). По содержанию Cr и Y исследованные группы гранатов существенно различаются. Гранаты с включениями Ti-оксидов в среднем менее хромистые и более иттриевые, в то время как гранаты с включениями сульфидов более хромистые и менее иттриевые – большая часть гранатов этой группы имеет содержание Y <10 ppm. Гранаты с включениями хромита занимают промежуточное положение между гранатами с включениями Ti-оксидов и сульфидов.

3) Температуры равновесия. Наибольшее количество гранатов с включениями оксидов имеют температуру равновесия по данным Ni термометрии (Ryan et al., 1996) на отметке ~800°C, и менее выраженный пик при температуре ~950-970°C, в то время как для гранатов с включениями сульфидов распределение обратное. Гранаты с включениями сульфидов в среднем являются на 150°C более высокотемпературными, чем гранаты с включениями оксидов. При значениях теплового потока 35 мВт/м², температура 800°C соответствует давлению ~40 кбар (120 км), а температура 970°C соответствует давлению ~55 кбар (165 км).

Таким образом, гранаты с включениями оксидов и сульфидов вынесены преимущественно с различных глубин СКЛМ под трубкой Интернациональная, что обуславливает различия в химическом составе и типе включений. Проявления мантийного метасоматического преобразования, приводящие к образованию лерцолитовых гранатов, затронули менее глубинные уровни разреза СКЛМ, и наиболее выражено проявились на глубинах около 120 км. Характерно, что все гранаты с включениями редких метасоматических минералов группы кричтонита имеют температуру равновесия не выше 840°C, то есть вынесены кимберлитовой магмой с глубины не более 130 км, хотя, согласно экспериментальным данным (Konzett et al., 2005), типичные мантийные минералы группы кричтонита серии LIMA устойчивы до 1500-1600°C и 11-12 ГПа. Гранаты с синусоидальным распределением REE и включениями сульфидов являются в среднем более глубинными и менее затронуты процессом, обуславливающим обогащение граната MREE и HREE совместно с кристаллизацией высокотитанистых метасоматических оксидов. Как бы то ни было, они также могут являться продуктом более раннего метасоматического преобразования, на что указывает обогащение в области легких-средних редкоземельных элементов.

Нужно отметить, что, по всей видимости, высокая активность метасоматического флюида-расплава в окислительных условиях на менее глубинных горизонтах СКЛМ, приводящая к образованию минералов-оксидов, в то же время препятствует сохранности алмаза. Существенная доля гранатов с включениями сульфидов обладает высокой деплетированностью, типичной для граната в ассоциации с алмазом. В настоящее время общепринято, что алмаз является метасоматическим минералом, образовавшимся в СКЛМ до проявлений кимберлитового магматизма, вынесшего ксенокристаллы алмаза на поверхность. Метасоматические процессы могут приводить как к образованию алмаза или поддержке его сохранности в мантийных условиях, так и к его растворению. Таким образом, по данным изучения гранатов с включениями оксидов и сульфидов можно установить определенную генетическую связь между проявлениями мантийного метасоматоза и сохранностью алмаза на различных горизонтах СКЛМ. Вероятно, проявления процессов метасоматоза в существенно окислительных условиях, приводящих к растворению алмаза, протекали только в верхних горизонтах разреза СКЛМ возле границы графит-алмаз; оставшаяся часть СКЛМ под трубкой Интернациональная не затронута процессом такого рода, что и приводит к уникальной алмазоносности данного кимберлитового тела (более 8 карат/т).

8.5. Негомогенные гранаты как индикатор метасоматического события в истории СКЛМ Мирнинского поля незадолго до внедрения кимберлитовой магмы трубки Интернациональная.

Помимо образцов гранатов с включениями рутила, у которых наблюдаются вариации в содержании Cr или Nb в пределах конкретного зерна или у разных зерен внутри граната, наиболее явным свидетельством метасоматического события, произошедшего незадолго до внедрения кимберлитовой магмы, являются зональные гранаты. В процессе исследования изучено пять негомогенных гранатов из кимберлитовой трубки Интернациональная. Образцы INT-269 и INT-241 характеризуются гомогенным ядром и ярко-выраженной негомогенной каймой, в которой обнаружены включения необычного Fe-Ti-Cr шпинелида. По сравнению с ядром, кайма этих образцов существенно обогащена Ca, Fe, Ti и редкими элементами. Образец INT-289 обладает похожим типом зональности, однако включения представлены хромитом. Образец INT-263 отличается более плавной границей между зонами, а также отсутствием зональности по Fe и Mn. Образец INT-70 характеризуется помимо каймы еще и зонами контрастного состава, проходящими через зерно; в них также, как и в образце INT-263, не наблюдается градиентов содержания Fe и Mn. Включения в гранатах INT-263 и INT-70 представлены хромитом.

Форма диффузионных профилей

Диффузия элементов внутрь граната, вызванная изменением условий, например, в результате воздействия метасоматического флюида или при повышении T, проявляется в виде U-образного профиля распределения элементов от центра к краю зерна (Рис 8.3, а). Однако при росте (или замещении) исходного граната в изменившихся условиях, на зерне образуется кайма другого состава, а результирующий профиль имеет форму ступени; дальнейшая диффузия элементов между ядром зерна и его краем приводит к постепенному выравниванию ступенчатого профиля с образованием характерной S-образной формы (Рис.8.3, б) (Griffin et al., 1989; Smith et al., 1991; Griffin et al., 1996; Griffin et al., 1999c).

Негомогенные гранаты INT-269, INT-241 и INT-289 характеризуются S-образной формой диффузионного профиля от центра к краю для главных и редких элементов. Эти данные хорошо согласуются с визуальной характеристикой граната на изображениях в отраженных электронах и элементных картах, где хорошо прослеживается внешняя кайма. Исключение составляет Y, профиль для которого не имеет характерного изгиба. В образце INT-70 Mg и Ca имеют S-образные профили распределения; аппроксимировать данные для редких элементов не представляется возможным из-за небольшой мощности каймы, недостаточной для проведения

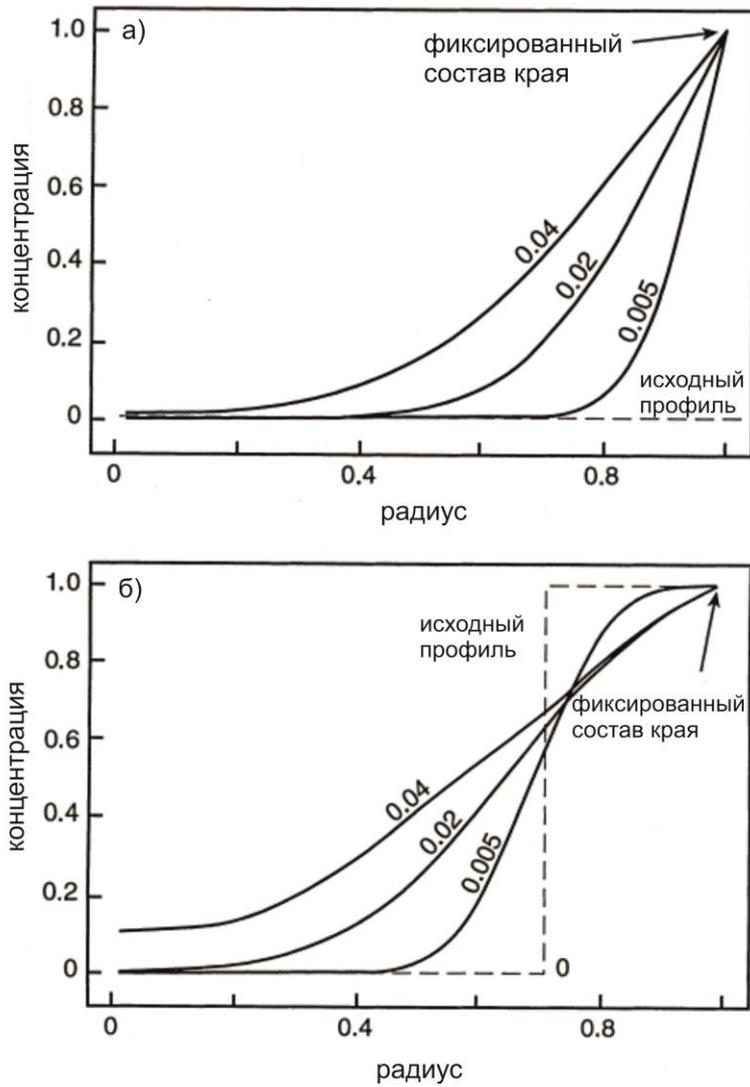


Рис. 8.3. Моделирование диффузионных профилей. а) – обычная диффузия (U-образный профиль); б) – диффузия между двумя зонами кристалла контрастного состава (S-образный профиль). Числа на линиях профиля – значения Dt/a^2 , где D – коэффициент диффузии, t – время, a – радиус. По (Griffin et al., 1996).

большого числа анализов. Образец INT-263 характеризуется U-образными профилями распределения Y и Ga от центра к краю, что согласуется с нечеткими границами между его центральной и краевыми частями. Ca, Mg, Ti, Zr в этом образце линейно увеличиваются от границы между зонами по направлению к краю. Таким образом, зональность INT-263 может быть следствием диффузионного переноса элементов, не сопровождающегося ростом (замещением) граната, хотя более вероятно, что гранат является примером негомогенного образца, который испытал метасоматическое воздействие либо несколько раньше, чем другие изученные гранаты, либо при более высокой температуре, что в обоих случаях проявилось в нечеткости границы между двумя зонами в связи с выравниванием S-образных профилей. S-образная форма профиля хорошо прослеживается только при сравнительно небольших значениях Dt/a^2 (Рис. 8.3), то есть при небольшом времени t или небольшой температуре, от которой зависит величина коэффициента диффузии D ; при более высоких значениях Dt/a^2 происходит выравнивание и S-образные и U-образные профили становятся почти идентичными. Ниже по данным Ni-термометрии будет показано, что процесс диффузии в образце INT-263 проходил при более высокой температуре, чем в случае образцов INT-269 и INT-241, что проявилось в более сглаженной границе между зонами.

Ni-термометрия

За исключением образца INT-241, в котором наблюдается уменьшение содержания Ni с 26 (рассчитанная температура 850°C) до 12 ppm (690°C), исследованные негомогенные гранаты имеют незначительные для определения температуры вариации содержаний Ni, учитывая погрешность метода термометрии по Ni в гранате (± 50 °C). Если предположить, что край зерна граната находился в равновесии с метасоматическим агентом, рассчитанные температуры для края негомогенных гранатов находятся в диапазоне 680-930°C, что соответствует глубинам 100-150 км при значениях теплового потока 35 мВт/м². Эти значения близки к рассчитанным температурам и глубинам для гомогенных гранатов с включениями оксидов (120-165 км). Интересно, что образцы INT-269 и INT-241 с включениями необычного Fe-Ti-Cr шпинелида в краевой зоне, имеют рассчитанную для края температуру равновесия 680-690°C, что соответствует глубине ~100 км; эти значения близки к наиболее выраженному пику для гомогенных гранатов с включениями оксидов (800°C и 120 км; см. третье защищаемое положение). В то же время негомогенные гранаты с включениями хромита (INT-289, INT-263, INT-70) имеют температуру равновесия для края в пределах 890-930 °C, соответствующую глубине ~150 км, что, в свою очередь, близко ко второму, менее выраженному пику для гранатов с включениями оксидов (950°C и 165 км).

Время образования зональности

Оценить время метасоматического события возможно с использованием формы диффузионного профиля и диффузионных коэффициентов элементов при известных температурах. Образцы INT-269, 241, 289, 70 характеризуются отчетливыми, хотя и несколько сглаженными, S-образными профилями распределения большинства элементов, что соответствует значению $Dt/a^2 = \sim 0,02$ (см. Рис. 8.3, б). При температуре ~ 700 °С диффузионный коэффициент для Mg в гранате имеет порядок 10^{-19} , в то время как для температуры ~ 900 °С он увеличивается до 10^{-17} (Королюк, Лепезин, 2008). Таким образом, рассчитанное время образования зональности для образцов INT-269 и INT-241 составляет ~ 14000 и ~ 8000 лет (до внедрения кимберлитовой магмы трубки Интернациональная), соответственно, а для более высокотемпературных образцов с четкой каймой INT-289 и INT-70 – ~ 100 и ~ 30 лет соответственно. Если предположить, что третий сравнительно высокотемпературный образец INT-263 также испытал метасоматическую модификацию, то его более выровненные профили распределения элементов соответствует величине $Dt/a^2 = \sim 0,04$, а рассчитанное время образования каймы составляет ~ 350 лет.

Таким образом, ярко-выраженная кайма неомогенных гранатов, обогащенная Ca, Ti, Fe и редкими элементами, образована при росте исходного граната в результате взаимодействия с метасоматическим агентом. Наличие полостей достаточного размера для полноценного роста зерна в мантийных условиях маловероятно; по всей видимости, рост граната происходил за счет растворения исходного зерна, то есть в результате *замещения*. Состав метасоматического флюида-расплава, отвечающего за образование каймы, остается предметом дискуссии. Взаимодействие исходного граната с таким агентом могло произойти независимо от процессов кимберлитового магматизма, либо же было непосредственно связано с ним. Взаимодействие граната с (прото) кимберлитовым расплавом или генетически связанным с ним флюидом могло быть весьма вероятным, учитывая временную оценку образования зональности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе работы было подробно изучено 102 граната с включениями оксидов и 97 гранатов с включениями сульфидов из концентрата тяжелой фракции кимберлитовой трубки Интернациональная. Установлен химический состав минеральных включений и вмещающих гранатов, определен редкоэлементный состав гранатов, подробно изучены геохимические особенности негомогенных гранатов со значимыми вариациями составов в пределах зерна. Крупные включения рутила датированы U-Pb методом; полученные результаты соответствуют времени внедрения кимберлитовой трубки Интернациональная.

Одним из основных ожидаемых результатов исследования являлось установление генезиса хромистых гранатов в литосферной мантии Мирнинского поля. Метасоматическое образование лерцолитовых гранатов удалось подтвердить по целому ряду признаков:

- 1) наличие в виде включений в гомогенных гранатах высокотитанистых оксидов (рутил, пикроильменит, минералы группы кричтонита), обогащенных редкими и несовместимыми элементами;
- 2) дугообразные спектры распределения REE таких гранатов;
- 3) экстремальное обогащение Ca, Fe, Ti и редкими элементами в каймах негомогенных гранатов;
- 4) наличие в каймах негомогенных гранатов включений необычного Fe-Cr-Ti шпинелида.

Данные признаки указывают на то, что хромистые гранаты лерцолитового тренда в литосфере рассматриваемого региона имеют метасоматическое происхождение, а не являются частью тугоплавкого рестита от процессов частичного плавления. Некоторые гранаты с включениями хромита и существенная часть гранатов с включениями сульфидов, имеющие гарцбургит-дунитовый парагенезис и синусоидальные профили распределения REE, также могут являться продуктом более раннего метасоматического преобразования, на что указывает обогащение в области легких-средних редкоземельных элементов.

Дискуссионным остается вопрос о возрасте изученных гранатов. Он может быть как древним (архейским или протерозойским), так и сравнительно молодым, приближаясь к возрасту кимберлитовой трубки Интернациональная. Приблизительно удалось установить только время образования кайм негомогенных гранатов, что соответствует времени метасоматического события в истории литосферы Мирнинского поля, произошедшего незадолго (< 15000 лет) до внедрения кимберлитовой магмы трубки Интернациональная.

Установление нового алмазопроисходительного критерия является важным результатом работы. Характерная высокая хромистость, устойчивость в приповерхностных изменениях, и свойство

мантийного рутила регистрировать возраст внедрения кимберлитов, обуславливают практическую полезность ксенокристаллов рутила для поиска новых алмазных месторождений.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

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

Grt – гранат

Ol – оливин

Orx – ортопироксен

Crx – клинопироксен

Sp – шпинель

Pgr – пироп

Alm – алемандин

Uv – уваровит

Rut – рутил

Илм – ильменит

Хр – хромит

МГК – минералы группы кричтонита

СОХ – срединно-океанический хребет

ЯКП – Якутская кимберлитовая провинция

СКЛМ – субконтинентальная литосферная мантия

LILE (*large-ion lithophile elements*) – крупноионные литофильные элементы

HFSE (*high field strength elements*) – высокозарядные элементы

РЗЭ, REE (*rare earth elements*) – редкоземельные элементы

LREE – легкие редкоземельные элементы

MREE – средние редкоземельные элементы

HREE – тяжелые редкоземельные элементы

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

LIMA – минералы группы кричтонита, члены ряда твердых растворов линдслейит-матиасит.

MSS (*monosulphide solid solution*) – моносульфидный твердый раствор

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агашев А. М., Похиленко Н. П., Толстов А. В., Поляничко В. В., Мальковец В. Г., Соболев Н. В. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутской алмазоносной провинции // Доклады Академии Наук. – 2004. – Т. 399. – № 1. – С. 95-99.
2. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. / Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Похиленко Н. П., Соболев Н. В., 2001.
3. Барашков Ю. П., Зудин Н. Г. Состав гранатов с включениями алмаза из кимберлитовой трубки Краснопресненская // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 2. – С. 353-357.
4. 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, 1959. – 527 С.
5. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. / Бобриевич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т. – М.: Недра, 1964. – 192 С.
6. Боткунов А. И., Гаранин В. К., Крот А. Н., Кудрявцева Г. П. Минеральные включения в гранатах из кимберлитов Якутии, их генетическое и прикладное значение // Геология руд. месторождений. – 1987. – Т. 29. – № 1. – С. 15-29.
7. Варламов Д. А., Гаранин В. К., Костровицкий С. И. Необычная ассоциация рудных минералов во включении в гранате из трубки "Интернациональная" // Доклады Академии Наук. – 1993. – Т. 328. – № 5. – С. 596-700.
8. 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.
9. Вахрушев В. А., Соболев Н. В. Сульфидные образования в глубинных ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии // Геология и геофизика. – 1971. – № 11. – С. 3-11.
10. Галимов Э. М. 13С/12С алмазов. Вертикальная зональность алмазообразования в литосфере // Труды. – 1984. – С. 11.
11. Галимов Э. М., Каминский Ф. В., Мальцев К. А., Соболев Н. В., Боткунов А. И. Связь изотопного состава углерода с парагенезисом минеральных включений алмазов в парных кимберлитовых трубках // Геохимия. – 1989. – № 5. – С. 754-758.

12. Дэвис Г. Л., Соболев Н. В., Харьков А. Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные по соотношению изотопов свинца и урана в цирконах // Доклады Академии Наук СССР. – 1980. – Т. 254. – № 1. – С. 175-179.
13. Ефимова Э. С., Соболев Н. В. Распространенность кристаллических включений в алмазах Якутии // Доклады АН СССР. – 1977. – Т. 237. – С. 1475-1478.
14. Историко-минерагенический анализ коренной алмазоносности Сибирской платформы. Вестник Воронежского государственного университета. / Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Шевырев Л. Т., 2010.
15. Коренные месторождения алмазов Западной Якутии. Справочное пособие. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». / Колганов В. Ф., Акишев А. Н., 2011.
16. Комаров А. Н., Илупин И. П. Геохронология кимберлитов Сибирской платформы по данным метода треков // Геохимия. – 1990. – № 3. – С. 365-372.
17. Костровицкий С. И., Гаранин В. К. Высокохромистые титанаты в пиропсах дайки Алданская, Якутия // Доклады Академии Наук. – 1992. – Т. 1. – С. 67-72.
18. Костровицкий С. И., Гаранин В. К., Варламов Д. А. Шриланкит – вторая находка в мире // Доклады Академии Наук. – 1993. – Т. 328. – № 5. – С. 601-604.
19. Крот А. Н., Посухова Т. В., Гусева Е. В., Галимов Э. М., Боткунов А. И., Раменская М. Е., Оглоблина А. И. Генезис гранатов с углеводородными включениями из кимберлитовой трубки Мир // Геохимия. – 1993. – № 6. – С. 891-899.
20. 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.
21. Прокофьев В. Ю., Гаранин В. К., Биллер А. Я. Включения водного флюида высокой плотности в пиропсах кимберлитовой трубки Мир (Якутия, Россия) // – 2008.
22. Резвухин Д. И., Мальковец В. Г., Шарыгин И. С., Кузьмин Д. В., Гибшер А. А., Литасов К. Д., Похиленко Н. П., Соболев Н. В. Включения минералов группы кричтонита в пиропсах из кимберлитовой трубки Интернациональная, Якутия // Доклады Академии Наук. – 2016а. – Т. 466. – № 6. – С. 714-717.
23. Резвухин Д. И., Мальковец В. Г., Шарыгин И. С., Кузьмин Д. В., Литасов К. Д., Гибшер А. А., Похиленко Н. П., Соболев Н. В. Включения хромистого и хром-ниобиевого рутила в пиропсах из кимберлитовой трубки Интернациональная, Якутия // Доклады Академии Наук. – 2016б. – Т. 466. – № 5. – С. 587-591.

24. Розен О. М., Серенко В. П., Специус З. В., Манаков А. В., Зинчук Н. Н. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – № 1. – С. 3-26.
25. Скузоватов С. Ю., Зедгенизов Д. А., Ракевич А. Л., Шацкий В. С., Мартынович Е. Ф. Полистадийный рост алмазов с облакоподобными микровключениями из кимберлитовой трубки Мир: по данным изучения оптически-активных дефектов // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 1-2. – С. 426-441.
26. Скузоватов С. Ю., Зедгенизов Д. А., Шацкий В. С., Рагозин А. Л., Купер К. Э. Особенности состава облакоподобных микровключений в октаэдрических алмазах из кимберлитовой трубки Интернациональная (Якутия) // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 1. – С. 107-121.
27. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. / Соболев Н. В., 1974. – 264 С.
28. Соболев Н. В., Боткунов А. И., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Новые данные о составе минералов, ассоциирующих с алмазами кимберлитовой трубки Мир // Геология и геофизика. – 1976. – № 12. – С. 3-15.
29. Соболев Н. В., Ефимова Э. С., Каминский Ф. В., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Титанат сложного состава и флогопит в области устойчивости алмаза // Состав и процессы глубинных зон континентальной литосферы – Новосибирск, 1988. – С. 79-80.
30. Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н., Похиленко Н. П. Изоморфная примесь титана в пироп-альмандиновых гранатах // Зап. ВМО. – 1973. – Т. 102. – С. 150-155.
31. Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н., Соболев Е. В. Хромовые пиропы из алмазов Якутии // Доклады Академии Наук СССР. – 1969. – Т. 189. – № 1. – С. 162-165.
32. Соболев Н. В., Логвинова А. М., Ефимова Э. С. Сингенетические включения флогопита в алмазах кимберлитов: свидетельство роли летучих в образовании алмазов // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 12. – С. 1588-1606.
33. 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.
34. Соболев Н. В., Похиленко Н. П., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. – 1975. – Т. 11. – С. 7-24.

35. Соболев Н. В., Харьков А. Д., Вишнеvский А. А. Кристаллы граната с включениями алмаза из кимберлитов (трубка им. XXIII съезда КПСС, Якутия) // Минералогический журнал. – 1986а. – Т. 8. – № 2. – С. 23-31.
36. Тронева Н. В., Васильева Г. А., Илупин И. П. Новые данные о гранатах и келифитовых каймах из кимберлитов Якутии // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 247. – С. 1471-1474.
37. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. / Уханов А. В., Рябчиков И. Д., Харьков А. Д. – М.: Наука, 1988. – 288 С.
38. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. / Харьков А. Д., Воларович Г. П.: Недра, 1978.
39. Коренные месторождения алмазов мира. / Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. – М.: Недра, 1998.
40. Alard O., Griffin W. L., Pearson N. J., Lorand J.-P., O'Reilly S. Y. New insights into the Re–Os systematics of sub-continental lithospheric mantle from in situ analysis of sulphides // Earth and Planetary Science Letters. – 2002. – V. 203. – № 2. – P. 651-663.
41. 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. – 2012. – V. 54. – № 9. – P. 1071-1092.
42. Almeida V., Janasi V., Svisero D., Nannini F. Mathiasite-loveringite and priderite in mantle xenoliths from the Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil: genesis and constraints on mantle metasomatism // Open Geosciences. – 2014. – V. 6. – № 4. – P. 614-632.
43. Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chemical Geology. – 2002. – V. 192. – № 1. – P. 59-79.
44. Aulbach S., Griffin W. L., Pearson N. J., O'Reilly S. Y., Kivi K., Doyle B. J. Mantle formation and evolution, Slave Craton: constraints from HSE abundances and Re–Os isotope systematics of sulfide inclusions in mantle xenocrysts // Chemical Geology. – 2004. – V. 208. – № 1. – P. 61-88.
45. Batumike J., Griffin W., Belousova E., Pearson N., O'Reilly S. Y., Shee S. LAM-ICPMS U–Pb dating of kimberlitic perovskite: Eocene–Oligocene kimberlites from the Kundelungu Plateau, DR Congo // Earth and Planetary Science Letters. – 2008. – V. 267. – № 3. – P. 609-619.
46. Bauer J. Inclusions in garnets of ultrabasic and granulitic rocks of the northern part of the Bohemian massif // Kristallinicum. – 1966. – V. 4.

47. Bernstein S., Kelemen P. B., Brooks C. K. Depleted spinel harzburgite xenoliths in Tertiary dykes from East Greenland: restites from high degree melting // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1998. – V. 154. – № 1. – P. 221-235.
48. Bernstein S., Kelemen P. B., Høghøj K. Consistent olivine Mg# in cratonic mantle reflects Archean mantle melting to the exhaustion of orthopyroxene // *Geology*. – 2007. – V. 35. – № 5. – P. 459-462.
49. Bingen B., Austrheim H., Whitehouse M. Ilmenite as a source for zirconium during high-grade metamorphism? Textural evidence from the Caledonides of Western Norway and implications for zircon geochronology // *Journal of Petrology*. – 2001. – V. 42. – № 2. – P. 355-375.
50. Black L., Gulson B. The age of the Mud Tank carbonatite, Strangways Range, Northern Territory // *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*. – 1978. – V. 3. – № 3. – P. 227-232.
51. Boctor N. Z., Boyd F. R. Oxide minerals in a layered kimberlite-carbonate sill from Benfontein, South Africa // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1981. – V. 76. – № 3. – P. 253-259.
52. Boyd F. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1989. – V. 96. – № 1. – P. 15-26.
53. Boyd F., Fujii T., Danchin R. A noninflected geotherm for the Udachnaya kimberlite pipe, USSR // *Carnegie Inst. Washington Yearb.* – 1976. – V. 75. – P. 523-531.
54. Boyd F., McCallister R. Densities of fertile and sterile garnet peridotites // *Geophysical Research Letters*. – 1976. – V. 3. – № 9. – P. 509-512.
55. Bulanova G., Muchemwa E., Pearson D., Griffin B., Kelley S., Klemme S., Smith C. Syngenetic inclusions of yimengite in diamond from Sese kimberlite (Zimbabwe)—evidence for metasomatic conditions of growth // *Lithos*. – 2004. – V. 77. – № 1. – P. 181-192.
56. Cherniak D. Pb diffusion in rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2000. – V. 139. – № 2. – P. 198-207.
57. Choukroun M., O'Reilly S. Y., Griffin W. L., Pearson N. J., Dawson J. B. Hf isotopes of MARID (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) rutile trace metasomatic processes in the lithospheric mantle // *Geology*. – 2005. – V. 33. – № 1. – P. 45-48.
58. Clifford T. N. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1966. – V. 1. – № 6. – P. 421-434.
59. Davies G. F. Punctuated tectonic evolution of the Earth // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1995. – V. 136. – № 3. – P. 363-379.

60. Dawson J. B. Contrasting types of upper mantle metasomatism // *Kimberlites, II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships* / Kornprobst J. – Amsterdam: Elsevier, 1984. – P. 289-294.
61. Dawson J. B., Smith J. V. The MARID (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite // *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. – 1977. – V. 41. – № 2. – P. 309-323.
62. Dawson J. B., Stephens W. Statistical classification of garnets from kimberlite and associated xenoliths // *The Journal of Geology*. – 1975. – P. 589-607.
63. de Vries D. W., Pearson D., Bulanova G., Smelov A., Pavlushin A., Davies G. Re–Os dating of sulphide inclusions zonally distributed in single Yakutian diamonds: Evidence for multiple episodes of Proterozoic formation and protracted timescales of diamond growth // *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. – 2013. – V. 120. – P. 363-394.
64. Dong Z., Zhou J., Lu Q., Peng Z. Yimengite, K (Cr, Ti, Fe, Mg)₁₂O₁₉ - a new mineral // *Kexue Tongbao*. – 1984. – V. 29. – № 7. – P. 920-923.
65. Downes P. J., Griffin B. J., Griffin W. L. Mineral chemistry and zircon geochronology of xenocrysts and altered mantle and crustal xenoliths from the Aries micaceous kimberlite: Constraints on the composition and age of the central Kimberley Craton, Western Australia // *Lithos*. – 2007. – V. 93. – № 1-2. – P. 175-198.
66. Erlank A., Waters F., Hawkesworth C., Haggerty S., Allsopp H., Rickard R., Menzies M. Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from the Kimberley pipes, South Africa // *Mantle metasomatism, 1987*. – P. 221-311.
67. Fan W. M., Zhang H. F., Baker J., Jarvis K. E., Mason P. R. D., Menzies M. A. On and off the North China Craton: Where is the Archaean keel? // *Journal of Petrology*. – 2000. – V. 41. – № 7. – P. 933-950.
68. Giuliani A., Phillips D., Maas R., Woodhead J. D., Kendrick M. A., Greig A., Armstrong R. A., Chew D., Kamenetsky V. S., Fiorentini M. L. LIMA U–Pb ages link lithospheric mantle metasomatism to Karoo magmatism beneath the Kimberley region, South Africa // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2014. – V. 401. – P. 132-147.
69. Gregoire M., Bell D. R., Le Roex A. P. Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2002. – V. 142. – № 5. – P. 603-625.

70. Griffin W., Graham S., O'Reilly S. Y., Pearson N. Lithosphere evolution beneath the Kaapvaal Craton: Re–Os systematics of sulfides in mantle-derived peridotites // *Chemical Geology*. – 2004. – V. 208. – № 1. – P. 89-118.
71. Griffin W., Jensen B., Misra S. Anomalously elongated rutile in eclogite-facies pyroxene and garnet // *Norsk Geologisk Tidsskrift*. – 1971. – V. 51. – P. 177-185.
72. Griffin W., O'Reilly S. Y., Ryan C., Gaul O., Ionov D. Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle: geophysical and geodynamic implications // *Structure and evolution of the Australian continent*. – 1998. – P. 1-26.
73. Griffin W., O'Reilly S., Abe N., Aulbach S., Davies R., Pearson N., Doyle B., Kivi K. The origin and evolution of Archean lithospheric mantle // *Precambrian Research*. – 2003. – V. 127. – № 1. – P. 19-41.
74. Griffin W., O'Reilly S., Ryan C. The composition and origin of sub-continental lithospheric mantle // *Mantle petrology: field observations and high-pressure experimentation: a tribute to Francis R. (Joe) Boyd*. The Geochemical Society Houston, 1999a. – P. 13-45.
75. Griffin W., O'Reilly S. Y., Afonso J. C., Begg G. The composition and evolution of lithospheric mantle: a re-evaluation and its tectonic implications // *Journal of Petrology*. – 2009. – V. 50. – № 7. – P. 1185-1204.
76. Griffin W., Pearson N., Andersen T., Jackson S., O'Reilly S., Zhang M. Sources of cratonic metasomatic fluids: In situ LA-MC-ICPMS analysis of Sr, Nd, Hf and Pb isotopes in LIMA from the Jagersfontein Kimberlite // *American Journal of Science*. – 2014. – V. 314. – № 2. – P. 435-461.
77. Griffin W., Powell W., Pearson N., O'Reilly S. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // *Laser Ablation-ICP-MS in the earth sciences. Mineralogical association of Canada short course series*. – 2008. – V. 40. – P. 204-207.
78. Griffin W., Ryan C. Trace elements in indicator minerals: area selection and target evaluation in diamond exploration // *Journal of Geochemical Exploration*. – 1995. – V. 53. – № 1. – P. 311-337.
79. Griffin W., Ryan C. An experimental calibration of the “nickel in garnet” geothermometer with applications, by D. Canil: discussion // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1996. – V. 124. – № 2. – P. 216-218.
80. Griffin W., Smith D., Boyd F., Cousens D., Ryan C., Sie S., Suter G. Trace-element zoning in garnets from sheared mantle xenoliths // *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. – 1989. – V. 53. – № 2. – P. 561-567.

81. Griffin W., Sobolev N., Ryan C., Pokhilenko N., Win T., Yefimova E. Trace elements in garnets and chromites: diamond formation in the Siberian lithosphere // *Lithos.* – 1993. – V. 29. – № 3. – P. 235-256.
82. Griffin W. L., Fisher N. I., Friedman J. H., O'Reilly S. Y., Ryan C. G. Cr-pyrope garnets in the lithospheric mantle 2. Compositional populations and their distribution in time and space // *Geochemistry Geophysics Geosystems.* – 2002a. – V. 3.
83. Griffin W. L., Ryan C. G., Kaminsky F. V., O'Reilly S. Y., Natapov L. M., Win T. T., Kinny P. D., Ilupin I. P. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // *Tectonophysics.* – 1999b. – V. 310. – № 1-4. – P. 1-35.
84. Griffin W. L., Shee S. R., Ryan C. G., Win T. T., Wyatt B. A. Harzburgite to lherzolite and back again: metasomatic processes in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberley, South Africa // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 1999c. – V. 134. – № 2-3. – P. 232-250.
85. Griffin W. L., Smith D., Ryan C. G., O'Reilly S. Y., Win T. T. Trace-element zoning in mantle minerals: metasomatism and thermal events in the upper mantle // *The Canadian Mineralogist.* – 1996. – V. 34. – № 6. – P. 1179-1193.
86. Griffin W. L., Spetsius Z. V., Pearson N. J., O'Reilly S. Y. In situ Re-Os analysis of sulfide inclusions in kimberlitic olivine: New constraints on depletion events in the Siberian lithospheric mantle // *Geochemistry Geophysics Geosystems.* – 2002b. – V. 3.
87. Grütter H. S., Gurney J. J., Menzies A. H., Winter F. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers // *Lithos.* – 2004. – V. 77. – № 1. – P. 841-857.
88. Haggerty S. E. The mineral chemistry of new titanates from the Jagersfontein kimberlite, South Africa – implications for metasomatism in the upper mantle // *Geochimica Et Cosmochimica Acta.* – 1983. – V. 47. – № 11. – P. 1833-1854.
89. Haggerty S. E. Oxide mineralogy of the upper mantle // *Oxide Minerals : Petrologic and Magnetic Significance* / Lindsley D. H., 1991. – P. 355-416.
90. Haggerty S. E., Grey I. E., Madsen I. C., Criddle A., Stanley C., Erlank A. Hawthorneite, Ba[Ti₃Cr₄Fe₄Mg]O₁₉; a new metasomatic magnetoplumbite-type mineral from the upper mantle // *American Mineralogist.* – 1989. – V. 74. – № 5-6. – P. 668-675.
91. Haggerty S. E., Smyth J. R., Erlank A. J., Rickard R. S., Danchin R. V. Lindsleyite (Ba) and mathiasite (K): two new chromium-titanates in the crichtonite series from the upper mantle // *American Mineralogist.* – 1983. – V. 68. – P. 494-505.

92. Harte B. Mantle peridotites and processes: the kimberlite sample // *Continental Basalts and Their Xenoliths* / Hawkesworth C. J., Norry, M. J. – Nantwich: Shiva, 1983. – P. 49-61.
93. Harte B., Winterburn P., Gurney J. Metasomatic and enrichment phenomena in garnet peridotite facies mantle xenoliths from the Matsoku kimberlite pipe, Lesotho // *Mantle metasomatism*. Academic Press, London, 1987. – P. 145-220.
94. Helmstaedt H., Gurney J. Geotectonic controls of primary diamond deposits: implications for area selection // *Journal of Geochemical Exploration*. – 1995. – V. 53. – № 1. – P. 125-144.
95. Herzberg C. Geodynamic information in peridotite petrology // *Journal of Petrology*. – 2004. – V. 45. – № 12. – P. 2507-2530.
96. Ionov D., Gregoire M., Prikhod'ko V. Feldspar–Ti-oxide metasomatism in off-cratonic continental and oceanic upper mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1999. – V. 165. – № 1. – P. 37-44.
97. Ionov D. A., Doucet L. S., Carlson R. W., Golovin A. V., Korsakov A. V. Post-Archean formation of the lithospheric mantle in the central Siberian craton: Re–Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite // *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. – 2015. – V. 165. – P. 466-483.
98. Jackson S. E., Pearson N. J., Griffin W. L., Belousova E. A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // *Chemical Geology*. – 2004. – V. 211. – № 1. – P. 47-69.
99. Jaques A., Haggerty S., Lucas H., Boxer G. Mineralogy and petrology of the Argyle (AK1) lamproite pipe, Western Australia // *Kimberlites and related rocks*. – 1989. – V. 1. – P. 153-169.
100. Jaques A., O'Neill H. S. C., Smith C., Moon J., Chappell B. Diamondiferous peridotite xenoliths from the Argyle (AK1) lamproite pipe, Western Australia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1990. – V. 104. – № 3. – P. 255-276.
101. Johnson K., Dick H. J., Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1990. – V. 95. – № B3. – P. 2661-2678.
102. Jones A. P., Smith J., Dawson J. B. Mantle metasomatism in 14 veined peridotites from Bultfontein mine, South Africa // *The Journal of Geology*. – 1982. – P. 435-453.
103. Jordan T. H. The continental tectosphere // *Reviews of Geophysics*. – 1975. – V. 13. – № 3. – P. 1-12.

104. Jordan T. H. Composition and development of the continental tectosphere // *Nature*. – 1978. – V. 274. – № 5671. – P. 544-548.
105. Kalfoun F., Ionov D., Merlet C. HFSE residence and Nb/Ta ratios in metasomatised, rutile-bearing mantle peridotites // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2002. – V. 199. – № 1. – P. 49-65.
106. Kelemen P. B., Hart S. R., Bernstein S. Silica enrichment in the continental upper mantle via melt/rock reaction // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1998. – V. 164. – № 1. – P. 387-406.
107. Kesson S., Ringwood A. Slab-mantle interactions: 2. The formation of diamonds // *Chemical Geology*. – 1989. – V. 78. – № 2. – P. 97-118.
108. Kinny P. D., Griffin B. J., Heaman L. M., Brakhfogel F. F., Spetsius Z. V. SHRIMP U-Pb ages of perovskite from Yakutian kimberlites // *Geologiya i Geofizika*. – 1997. – V. 38. – № 1. – P. 91-99.
109. Konzett J., Armstrong R. A., Gunther D. Modal metasomatism in the Kaapvaal craton lithosphere: constraints on timing and genesis from U-Pb zircon dating of metasomatized peridotites and MARID-type xenoliths // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2000. – V. 139. – № 6. – P. 704-719.
110. Konzett J., Wirth R., Hauzenberger C., Whitehouse M. Two episodes of fluid migration in the Kaapvaal Craton lithospheric mantle associated with Cretaceous kimberlite activity: evidence from a harzburgite containing a unique assemblage of metasomatic zirconium-phases // *Lithos*. – 2013. – V. 182. – P. 165-184.
111. Konzett J., Yang H., Frost D. J. Phase relations and stability of magnetoplumbite- and crichtonite-series phases under upper-mantle PT conditions: an experimental study to 15 GPa with implications for LILE metasomatism in the lithospheric mantle // *Journal of Petrology*. – 2005. – V. 46. – № 4. – P. 749-781.
112. Korinevsky V., Blinov I. First find of srilankite in the Urals // *Doklady Earth Sciences*. – 2016. – V. 470. – № 1. – P. 957-960.
113. Kramers J., Roddick J., Dawson J. Trace element and isotope studies on veined, metasomatic and “MARID” xenoliths from Bultfontein, South Africa // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1983. – V. 65. – № 1. – P. 90-106.
114. Lee C., Rudnick R. Compositionally stratified cratonic lithosphere: petrology and geochemistry of peridotite xenoliths from the Labait volcano, Tanzania // *Proceedings of the VIIth International Kimberlite Conference*. – V. 1 – 1999. – P. 503-521.

115. Lee C. T. A. Compositional variation of density and seismic velocities in natural peridotites at STP conditions: Implications for seismic imaging of compositional heterogeneities in the upper mantle // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2003. – V. 108. – № B9.
116. Litasov K., Litasov Y., Malkovets V., Taniguchi H. Mineralogical study of interstitial phase assemblages in titaniferous peridotite xenoliths from Pliocene basanites of Vitim volcanic field (Transbaikalia, Russia) // *Northeast Asian studies*. – 2006. – V. 10. – P. 161-175.
117. Lloyd F., Bailey D. Light element metasomatism of the continental mantle: the evidence and the consequences // *Physics and Chemistry of the Earth*. – 1975. – V. 9. – P. 389-416.
118. Luvizotto G., Zack T., Meyer H., Ludwig T., Triebold S., Kronz A., Münker C., Stockli D., Prowatke S., Klemme S. Rutile crystals as potential trace element and isotope mineral standards for microanalysis // *Chemical Geology*. – 2009. – V. 261. – № 3. – P. 346-369.
119. Malkovets V., Griffin W., Pearson N., Rezvukhin D., O'Reilly S., Pokhilenko N., Garanin V., Spetsius Z., Litasov K. Late metasomatic addition of garnet to the SCLM: Os-isotope evidence // 10th International Kimberlite Conference Long Abstracts 10IKC-173. – 2012.
120. Malkovets V., Rezvukhin D., Belousova E., Griffin W., Sharygin I., Tretiakova I., Gibsher A., O'Reilly S., Kuzmin D., Litasov K., Logvinova A., Pokhilenko N., Sobolev N. Cr-rich rutile: A powerful tool for diamond exploration // *Lithos*. – 2016. – V. 265. – P. 304-311.
121. Malkovets V. G., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Wood B. J. Diamond, subcalcic garnet, and mantle metasomatism: Kimberlite sampling patterns define the link // *Geology*. – 2007. – V. 35. – № 4. – P. 339-342.
122. McCulloch M. Sm-Nd systematics in eclogite and garnet peridotite nodules from kimberlites: implications for the early differentiation of the earth // *Kimberlites and related rocks*. – 1989. – V. 2. – P. 864-876.
123. McDonough W. F., Sun S. S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. – 1995. – V. 120. – № 3-4. – P. 223-253.
124. 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. – № 9-10. – P. 1738-1771.
125. Menzies M. A., Fan W., Zhang M. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of > 120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China // *Geological Society, London, Special Publications*. – 1993. – V. 76. – № 1. – P. 71-81.

126. Mezger K., Hanson G., Bohlen S. High-precision UPb ages of metamorphic rutile: application to the cooling history of high-grade terranes // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1989. – V. 96. – № 1-2. – P. 106-118.
127. Morishita T., Maeda J., Miyashita S., Matsumoto T., Dick H. J. Magmatic srilankite (Ti_2ZrO_6) in gabbroic vein cutting oceanic peridotites: An unusual product of peridotite-melt interactions beneath slow-spreading ridges // *American Mineralogist*. – 2004. – V. 89. – № 5-6. – P. 759-766.
128. Nixon P. H., Condliffe E. Yimengite of K–Ti metasomatic origin in kimberlitic rocks from Venezuela // *Mineralogical Magazine*. – 1989.
129. Norman M., Griffin W., Pearson N., Garcia M., O'reilly S. Quantitative analysis of trace element abundances in glasses and minerals: a comparison of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, solution inductively coupled plasma mass spectrometry, proton microprobe and electron microprobe data // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. – 1998. – V. 13. – № 5. – P. 477-482.
130. Norman M., Pearson N., Sharma A., Griffin W. Quantitative analysis of trace elements in geological materials by laser ablation ICPMS: instrumental operating conditions and calibration values of NIST glasses // *Geostandards Newsletter*. – 1996. – V. 20. – № 2. – P. 247-261.
131. O'Reilly S. Y., Griffin W. L. Imaging global chemical and thermal heterogeneity in the subcontinental lithospheric mantle with garnets and xenoliths: Geophysical implications // *Tectonophysics*. – 2006. – V. 416. – № 1. – P. 289-309.
132. O'Reilly S., Griffin W., Poudjom Djomani Y., Morgan P. Are lithospheres forever // *Tracking changes in subcontinental lithospheric mantle through time: GSA Today*. – 2001. – V. 11. – № 4. – P. 4-10.
133. O'Reilly S. Y., Griffin W. *Mantle metasomatism // Metasomatism and the chemical transformation of rock*. Springer, 2013. – P. 471-533.
134. Pasteris J. D. The significance of groundmass ilmenite and megacryst ilmenite in kimberlites // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1981. – V. 75. – № 4. – P. 315-325.
135. Pearson D., Carlson R., Shirey S., Boyd F., Nixon P. Stabilisation of Archaean lithospheric mantle: A Re Os isotope study of peridotite xenoliths from the Kaapvaal craton // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1995a. – V. 134. – № 3. – P. 341-357.
136. Pearson D. G. The age of continental roots // *Lithos*. – 1999. – V. 48. – № 1-4. – P. 171-194.

137. Pearson D. G., Shirey S. B., Bulanova G. P., Carlson R. W., Milledge H. J. Re-Os isotope measurements of single sulfide inclusions in a Siberian diamond and its nitrogen aggregation systematics // *Geochimica Et Cosmochimica Acta.* – 1999. – V. 63. – № 5. – P. 703-711.
138. Pearson D. G., Shirey S. B., Canil D. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds // *Treatise on Geochemistry, Vol. 2: Geochemistry of the Mantle and Core / Carlson R. W. et al.* – Amsterdam: Elsevier, 2003. – P. 171–275.
139. Pearson D. G., Shirey S. B., Carlson R. W., Boyd F. R., Pokhilenko N. P., Shimizu N. Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr isotope evidence for thick Archaean lithospheric mantle beneath the Siberia craton modified by multi-stage metasomatism // *Geochimica Et Cosmochimica Acta.* – 1995b. – V. 59. – № 5. – P. 959-977.
140. Pokhilenko N. P., Sobolev N. V. Xenoliths of diamondiferous peridotites from Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia // *Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Abstracts, Geological Society of Australia.* – 1986. – P. 309-311.
141. Pokhilenko N. P., Sobolev N. V., Lavrent'ev Y. G. Xenoliths of diamondiferous ultramafic rocks from Yakutian kimberlites // *2nd International Kimberlite Conference, Santa Fe, USA, Extended Abstracts.* – 1977.
142. 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 // *7th International Kimberlite Conference / Ed. Gurney J. J. et al.* – V. 2 – Cape Town, 1999. – P. 689-698.
143. Pollack H. N., Chapman D. S. On the regional variation of heat flow, geotherms and lithosphere thickness // *Tectonophysics.* – 1977. – V. 38. – P. 279-296.
144. Richardson S., Gurney J., Erlank A., Harris J. Origin of diamonds in old enriched mantle // *Nature.* – 1984. – V. 310. – № 5974. – P. 198-202.
145. Rosen O., Condie K. C., Natapov L. M., Nozhkin A. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // *Archean crustal evolution, 1994.* – P. 411-459.
146. Rosen O. M., Manakov A. V., Serenko V. P. Paleoproterozoic collisional system and diamondiferous lithospheric keel of the Yakutian Kimberlite Province // *Russian Geology and Geophysics.* – 2005a. – V. 46. – № 12. – P. 1237-1251.
147. 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.* – 2005b. – V. 39. – № 6. – P. 456-479.

148. Rudnick R. Northern Tanzanian peridotite xenolith: a comparison with Kaapvaal peridotites and evidence for carbonatite interaction with ultra-refractory residues // Proc. 5th International Kimberlite conference –CPRM, 1994. – P. 336-353.
149. Rudnick R. L., Barth M., Horn I., McDonough W. F. Rutile-bearing refractory eclogites: Missing link between continents and depleted mantle // Science. – 2000. – V. 287. – № 5451. – P. 278-281.
150. Ryan C., Griffin W., Pearson N. Garnet Geotherms: a technique for derivation of PT data from Cr-pyrope garnets // J. Geophys. Res. – 1996. – V. 101. – P. 5611-5625.
151. Schulze D. J. Silicate-bearing rutile-dominated nodules from South African kimberlites: metasomatized cumulates // American Mineralogist. – 1990. – V. 75. – № 1-2. – P. 97-104.
152. Shirey S. B., Richardson S. H. Start of the Wilson cycle at 3 Ga shown by diamonds from subcontinental mantle // Science. – 2011. – V. 333. – № 6041. – P. 434-436.
153. Shu Q., Brey G. P. Ancient mantle metasomatism recorded in subcalcic garnet xenocrysts: temporal links between mantle metasomatism, diamond growth and crustal tectonomagmatism // Earth and Planetary Science Letters. – 2015. – V. 418. – P. 27-39.
154. Simon N. S. C., Carlson R. W., Pearson D. G., Davies G. R. The origin and evolution of the Kaapvaal cratonic lithospheric mantle // Journal of Petrology. – 2007. – V. 48. – № 3. – P. 589-625.
155. Sipkin S. A., Jordan T. H. Lateral heterogeneity of the upper mantle determined from the travel times of ScS // Journal of Geophysical Research. – 1975. – V. 80. – № 11. – P. 1474-1484.
156. Skuzovatov S., Zedgenizov D., Howell D., Griffin W. L. Various growth environments of cloudy diamonds from the Malobotuoibia kimberlite field (Siberian craton) // Lithos. – 2016. – V. 265. – P. 96-107.
157. Smelov A. P., Timofeev V. F. The age of the North Asian Cratonic basement: an overview // Gondwana Research. – 2007. – V. 12. – № 3. – P. 279-288.
158. Smith D., Ehrenberg S. N. Zoned minerals in garnet peridotite nodules from the Colorado Plateau: implications for mantle metasomatism and kinetics // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1984. – V. 86. – № 3. – P. 274-285.
159. Smith D., Griffin W. L., Ryan C. G., Sie S. H. Trace-element zonation in garnets from The Thumb: heating and melt infiltration below the Colorado Plateau // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1991. – V. 107. – № 1. – P. 60-79.

160. Smyth J. R., McCormick T. C. Crystallographic data for minerals // *Mineral Physics and Crystallography: A Handbook of Physical Constants*. – 1995. – V. 2. – P. 1-17.
161. 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*. – 1997. – V. 39. – № 3-4. – P. 135-157.
162. Sobolev N. V., Kuznetsova I. K., Zyuzin N. I. The petrology of grosspydrite xenoliths from the Zagadochnaya kimberlite pipe in Yakutia // *Journal of Petrology*. – 1968. – V. 9. – № 2. – P. 253-280.
163. 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. – P. 39-52.
164. Sobolev N. V., Logvinova A. M., Lavrent'ev Y. G., Karmanov N. S., Usova L. V., Koz'menko O. A., Ragozin A. L. Nb-rutile from eclogite microxenolith of the Zagadochnaya kimberlite pipe // *Doklady Earth Sciences*. – 2011. – V. 439. – № 1. – P. 970-973.
165. Sobolev N. V., Snyder G. A., Taylor L. A., Keller R. A., Yefimova E. S., Sobolev V. N., Shimizu N. Extreme chemical diversity in the mantle during eclogitic diamond formation: Evidence from 35 garnet and 5 pyroxene inclusions in a single diamond // *International Geology Review*. – 1998a. – V. 40. – № 7. – P. 567-578.
166. Sobolev N. V., Taylor L. A., Zuev V. M., Bezborodov S. M., Snyder G. A., Sobolev V. N., Yefimova E. S. The specific features of eclogitic paragenesis of diamonds from Mir and Udachnaya kimberlite pipes (Yakutia) // *Geologiya i Geofizika*. – 1998b. – V. 39. – № 12. – P. 1667-1678.
167. Sobolev N. V., Yefimova E. S. Composition and petrogenesis of Ti-oxides associated with diamonds // *International Geology Review*. – 2000. – V. 42. – № 8. – P. 758-767.
168. Spetsius Z. V., Belousova E. A., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Pearson N. J. Archean sulfide inclusions in Paleozoic zircon megacrysts from the Mir kimberlite, Yakutia: implications for the dating of diamonds // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2002. – V. 199. – № 1-2. – P. 111-126.
169. Stachel T., Aulbach S., Brey G. P., Harris J. W., Leost I., Tappert R., Viljoen K. F. The trace element composition of silicate inclusions in diamonds: a review // *Lithos*. – 2004. – V. 77. – № 1. – P. 1-19.

170. Stachel T., Harris J. W. The origin of cratonic diamonds - constraints from mineral inclusions // *Ore Geology Reviews*. – 2008. – V. 34. – P. 5-32.
171. Sun J., Liu C.-Z., Tappe S., Kostrovitsky S. I., Wu F.-Y., Yakovlev D., Yang Y.-H., Yang J.-H. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U–Pb and Sr–Nd perovskite isotope analysis // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2014. – V. 404. – P. 283-295.
172. Tappe S., Kjarsgaard B. A., Kurszlaukis S., Nowell G. M., Phillips D. Petrology and Nd–Hf isotope geochemistry of the Neoproterozoic Amon kimberlite sills, Baffin Island (Canada): Evidence for deep mantle magmatic activity linked to supercontinent cycles // *Journal of Petrology*. – 2014. – V. 55. – № 10. – P. 2003-2042.
173. Tollo R. P., Haggerty S. E. Nb-Cr-rutile in the Orapa kimberlite pipe, Botswana // *Canadian Mineralogist*. – 1987. – V. 25. – P. 251-264.
174. Vry J. K., Baker J. A. LA-MC-ICPMS Pb–Pb dating of rutile from slowly cooled granulites: confirmation of the high closure temperature for Pb diffusion in rutile // *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. – 2006. – V. 70. – № 7. – P. 1807-1820.
175. Walker R., Carlson R., Shirey S., Boyd F. Os, Sr, Nd, and Pb isotope systematics of southern African peridotite xenoliths: implications for the chemical evolution of subcontinental mantle // *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. – 1989. – V. 53. – № 7. – P. 1583-1595.
176. Walter M. Melt extraction and compositional variability in mantle lithosphere // *Treatise on geochemistry*. – 2003. – V. 2. – P. 363-394.
177. 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. – № 2-3. – P. 164-178.
178. Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W., Meier M., Oberli F., Quadt A. v., Roddick J., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards Newsletter*. – 1995. – V. 19. – № 1. – P. 1-23.
179. Willgallis A., Siegmann E., Hettiaratchi T. Srilankite, a new Zr-Ti-oxide mineral // *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Monatshefte*. – 1983. – № 4. – P. 151-157.
180. Khibiny, Laplandia Minerals / ISBN 5-900395-48-0, Apatity. –2005.
181. Yaxley G. M., Kamenetsky V. S., Nichols G. T., Maas R., Belousova E., Rosenthal A., Norman M. The discovery of kimberlites in Antarctica extends the vast Gondwanan Cretaceous province // *Nature Communications*. – 2013. – V. 4.

182. Zack T., Kronz A., Foley S. F., Rivers T. Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists // *Chemical Geology*. – 2002. – V. 184. – № 1. – P. 97-122.
183. Zack T., Stockli D. F., Luvizotto G. L., Barth M. G., Belousova E., Wolfe M. R., Hinton R. W. In situ U–Pb rutile dating by LA-ICP-MS: ^{208}Pb correction and prospects for geological applications // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2011. – V. 162. – № 3. – P. 515-530.
184. Zhou J., Guojie Y., Jianhong Z. Mathiasite in a kimberlite from China // *Acta Mineralogica Sinica*. – 1984. – V. 9. – P. 193-200.
185. Zhuravlev A. Z., Lazko E. E., Ponomarenko A. I. Radiogenic isotopes and rare-earth elements in the minerals of garnet peridotite xenoliths from Mir kimberlite pipe (Yakutia) // *Geokhimiya*. – 1991. – № 7. – P. 982-994.
186. 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. – № 2. – P. 2379-2409.
187. Zurevinski S. E., Mitchell R. H. Highly evolved hypabyssal kimberlite sills from Wemindji, Quebec, Canada: insights into the process of flow differentiation in kimberlite magmas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2011. – V. 161. – № 5. – P. 765-776.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНАТОВ С ВКЛЮЧЕНИЯМИ

Перидотитовые гранаты с включениями рутила

Образец	SiO ₂	Na ₂ O	TiO ₂	CaO	FeO	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	Сумма	Grutter et al., 2004
INT-301	41,88	0,05	0,22	4,46	9,71	19,54	22,14	1,83	0,41	100,23	G9
INT-273	41,43	0,03	0,22	5,26	8,71	18,98	20,32	4,77	0,42	100,12	G9
INT-244	41,95	0,08	0,37	5,14	8,03	19,62	19,63	5,13	0,40	100,37	G9
INT-272	41,49	0,03	0,15	5,08	9,47	19,15	21,85	2,40	0,43	100,04	G9
INT-345	41,69	0,07	0,48	4,26	8,48	20,30	22,10	1,98	0,37	99,73	G1
INT-335	41,72	0,04	0,18	4,91	9,17	19,48	22,13	2,11	0,46	100,19	G9
INT-327	42,04	0,05	0,19	3,92	9,23	20,05	22,68	1,44	0,40	100,00	G9
INT-299	42,18	0,09	0,34	4,15	8,37	20,51	22,65	1,14	0,34	99,77	G9
INT-321	41,34	0,04	0,36	5,34	8,23	19,79	19,45	4,99	0,43	99,96	G9
INT-352	40,99	0,05	0,24	5,08	8,40	19,58	21,48	3,25	0,42	99,47	G9
INT-288	41,20	0,06	0,23	5,24	8,38	19,38	19,32	5,69	0,45	99,96	G9
INT-297	40,89	0,05	0,19	4,74	9,23	19,54	20,58	4,10	0,50	99,81	G9
INT-314	41,81	0,09	0,44	4,36	7,96	20,91	21,57	2,42	0,37	99,92	G1
INT-326	40,75	0,05	0,19	6,95	7,96	18,42	22,01	2,40	0,34	99,06	G12
INT-310	41,26	0,03	0,38	5,21	8,23	19,60	19,07	5,75	0,39	99,93	G9
INT-65	41,95	0,03	0,27	6,36	7,86	19,45	21,48	2,25	0,39	100,04	G12
INT-69	41,35	0,03	0,14	5,14	8,80	19,18	19,52	4,62	0,55	99,33	G9
INT-67	41,68	0,06	0,16	4,16	9,27	20,04	20,05	4,24	0,49	100,15	G10
INT-278	41,47	0,02	0,12	4,74	7,30	20,88	21,09	4,07	0,29	99,99	G9
INT-313	41,59	0,05	0,15	4,69	8,47	20,97	23,42	1,39	0,31	101,04	G9
INT-331	42,12	0,09	0,12	4,53	7,64	21,15	23,01	1,76	0,23	100,65	G9
INT-317	40,89	0,01	0,12	4,68	9,67	20,41	22,74	1,89	0,33	100,73	G9
INT-257	40,53	0,12	0,30	4,27	8,17	21,88	21,54	3,50	0,26	100,57	G9
INT-346	41,65	0,02	0,20	4,78	9,57	19,89	22,60	1,70	0,33	100,73	G9
INT-255	41,58	0,08	0,30	3,85	8,26	21,20	22,80	1,48	0,31	99,85	G9
INT-308	41,24	0,05	0,12	3,72	9,04	21,41	22,76	1,49	0,35	100,18	G10D
INT-253	41,88	0,05	0,11	4,49	9,77	20,15	23,13	1,41	0,27	101,26	G9
INT-328	41,59	0,01	0,10	4,54	9,28	19,95	22,76	1,82	0,33	100,38	G9
INT-259	41,32	0,04	0,17	4,61	8,74	20,25	22,99	1,58	0,30	100,00	G9
INT-268	40,73	0,01	0,07	4,78	7,96	20,66	21,00	4,31	0,31	99,82	G9
INT-237	41,12	0,11	0,28	4,92	8,16	20,67	19,85	5,26	0,23	100,60	G9
INT-312	41,84	0,05	0,05	4,16	8,69	20,80	23,70	1,10	0,16	100,55	G9
INT-2	41,46	0,04	0,17	4,83	9,22	19,39	21,29	3,20	0,47	100,07	G9
INT-5	41,35	0,04	0,16	4,80	8,43	19,79	20,44	4,52	0,49	100,01	G9
INT-6	41,62	0,04	0,22	4,44	8,87	19,96	22,39	2,00	0,42	99,98	G9
INT-14	41,30	0,07	0,14	4,27	9,11	20,39	22,51	0,83	0,29	98,90	G4
INT-252	42,27	0,03	0,03	4,97	5,79	21,81	24,69	0,22	0,14	99,93	G4
INT-248	42,42	0,07	0,24	3,68	7,62	22,77	23,61	0,45	0,24	101,09	G4D
INT-243	42,59	0,08	0,23	3,58	7,47	22,59	24,01	0,26	0,23	101,03	G4D

Эклогитовые гранаты с включениями рутила

Образец	SiO ₂	Na ₂ O	TiO ₂	CaO	FeO	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	Сумма	Grutter et al., 2004
INT-29	38,95	0,12	0,26	10,75	18,65	8,67	22,31	0,04	0,24	100,00	G3D
INT-246	39,59	0,02	0,14	7,62	21,79	9,54	22,35	0,05	0,38	101,47	G3

Перидотитовые гранаты с включениями минералов группы кричтонита

Образец	SiO ₂	Na ₂ O	TiO ₂	CaO	FeO	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	Сумма	Grutter et al., 2004
INT-285	40,77	0,06	0,24	6,45	7,63	19,32	19,47	5,95	0,29	100,18	G9
INT-279	40,98	0,03	0,21	5,81	8,68	18,78	19,45	5,66	0,49	100,09	G9
INT-15	41,11	0,06	0,18	5,11	9,47	18,79	19,56	5,20	0,52	100,00	G9
INT-309	41,38	0,07	0,19	5,16	7,89	20,22	20,34	5,19	0,32	100,75	G9
INT-273	41,43	0,03	0,22	5,26	8,71	18,98	20,32	4,77	0,42	100,12	G9
INT-329	41,33	0,06	0,18	5,70	7,79	19,32	20,83	4,60	0,40	100,20	G9
INT-268	40,73	0,01	0,07	4,78	7,96	20,66	21,00	4,31	0,31	99,82	G9
INT-344	41,48	0,07	0,18	5,31	8,76	19,09	20,49	4,30	0,43	100,09	G9
INT-67	41,68	0,06	0,16	4,16	9,27	20,04	20,05	4,24	0,49	100,15	G10
INT-338	41,42	0,02	0,21	5,22	8,57	19,37	20,54	4,13	0,41	99,88	G9
INT-278	41,47	0,02	0,12	4,74	7,30	20,88	21,09	4,07	0,29	99,99	G9
INT-290	41,31	0,06	0,17	5,34	8,19	19,21	21,13	4,02	0,39	99,82	G9
INT-66	42,02	0,10	0,16	3,97	9,79	19,68	20,24	3,91	0,50	100,36	G10
INT-275	41,35	0,01	0,17	5,06	7,77	20,09	21,03	3,90	0,34	99,74	G9
INT-306	41,93	0,06	0,22	5,17	7,74	20,02	20,87	3,69	0,36	100,05	G9
INT-323	40,99	0,02	0,21	5,48	8,46	19,39	21,02	3,53	0,40	99,51	G9
INT-324	41,92	0,00	0,21	5,88	7,67	19,46	20,93	3,52	0,34	99,93	G9
INT-340	40,95	0,07	0,24	7,58	6,32	19,60	21,44	3,27	0,27	99,72	G12
INT-75	41,69	0,08	0,25	7,73	7,13	18,16	20,99	3,19	0,42	99,62	G12
INT-302	41,43	0,03	0,23	4,94	8,68	19,38	21,85	2,92	0,42	99,88	G9
INT-294	41,77	0,03	0,18	5,07	7,92	20,09	21,73	2,79	0,37	99,95	G9
INT-266	41,70	0,01	0,20	4,74	8,57	20,19	21,70	2,50	0,40	100,03	G9
INT-352-1	41,59	0,03	0,15	3,67	8,51	21,02	22,22	2,12	0,47	99,77	G10
INT-352-2	40,99	0,05	0,24	5,08	8,40	19,58	21,48	3,25	0,42	99,47	G9
INT-342	41,67	0,02	0,23	5,00	8,82	19,61	22,15	2,08	0,40	99,98	G9

Перидотитовые гранаты с включениями пикроильменита

Образец	SiO ₂	Na ₂ O	TiO ₂	CaO	FeO	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	Сумма	Grutter et al., 2004
INT-67	41,68	0,06	0,16	4,16	9,27	20,04	20,05	4,24	0,49	100,15	G10
INT-297	40,89	0,05	0,19	4,74	9,23	19,54	20,58	4,10	0,50	99,81	G9
INT-66	42,02	0,10	0,16	3,97	9,79	19,68	20,24	3,91	0,50	100,36	G10
INT-287	40,95	0,03	0,12	5,10	10,18	18,42	21,22	3,33	0,51	99,87	G9
INT-65	41,95	0,03	0,27	6,36	7,86	19,45	21,48	2,25	0,39	100,04	G12
INT-292	40,78	0,04	0,04	4,41	9,88	20,10	22,61	2,00	0,31	100,20	G9
INT-317	40,89	0,01	0,12	4,68	9,67	20,41	22,74	1,89	0,33	100,73	G9
INT-328	41,59	0,01	0,10	4,54	9,28	19,95	22,76	1,82	0,33	100,38	G9
INT-327	42,04	0,05	0,19	3,92	9,23	20,05	22,68	1,44	0,40	100,00	G9
INT-253	41,88	0,05	0,11	4,49	9,77	20,15	23,13	1,41	0,27	101,26	G9
INT-256	41,95	0,00	0,03	4,23	8,80	20,59	23,25	1,11	0,21	100,17	G9
INT-312	41,84	0,05	0,05	4,16	8,69	20,80	23,70	1,10	0,16	100,55	G9
INT-14	41,30	0,07	0,14	4,27	9,11	20,39	22,51	0,83	0,29	98,90	G4
INT-351	43,08	0,06	0,46	4,59	7,49	20,88	22,75	0,79	0,34	100,45	G1
INT-63	41,78	0,06	0,17	5,13	10,93	18,79	22,56	0,39	0,33	100,14	G4

Эклогитовые гранаты с включениями пикроильменита

Образец	SiO ₂	Na ₂ O	TiO ₂	CaO	FeO	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	Сумма	Grutter et al., 2004
INT-27	41,39	0,04	0,17	3,57	13,70	18,05	22,98	0,16	0,37	100,43	G4
INT-325	41,39	0,05	0,11	3,55	12,46	19,07	23,93	0,15	0,22	100,93	G4
INT-22	41,24	0,08	0,16	3,54	14,05	17,75	23,37	0,11	0,45	100,76	G4D
INT-21	39,84	0,05	0,21	11,54	17,02	9,47	22,12	0,09	0,45	100,78	G3
INT-26	41,09	0,06	0,32	5,82	12,83	16,85	22,83	0,09	0,35	100,24	G4
INT-25	40,40	0,06	0,11	5,72	15,90	14,72	23,53	0,08	0,23	100,75	G4
INT-12	41,22	0,02	0,16	3,93	13,99	17,72	23,33	0,04	0,21	100,61	G4
INT-23	41,71	0,05	0,16	3,65	13,19	18,46	23,05	0,03	0,35	100,65	G4
INT-28	40,33	0,07	0,19	5,02	17,69	14,32	22,61	0,03	0,47	100,73	G4
INT-24	41,40	0,06	0,21	3,62	13,11	18,45	23,11	0,03	0,41	100,40	G4

Перидотитовые гранаты с включениями хромшпиннелида

Образец	SiO ₂	Na ₂ O	TiO ₂	CaO	FeO	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	Сумма	Grutter et al., 2004
INT-265	40,02	0,07	0,29	9,38	8,75	15,40	15,29	10,73	0,52	100,44	G12
INT-270	40,47	0,02	0,00	6,20	8,10	19,43	19,66	6,26	0,34	100,48	G9
INT-288	41,20	0,06	0,23	5,24	8,38	19,38	19,32	5,69	0,45	99,96	G9
INT-17	40,86	0,05	0,15	5,66	7,79	19,18	19,95	5,67	0,47	99,78	G9
INT-71	41,69	0,07	0,20	2,57	6,56	23,02	18,99	5,65	0,39	99,13	G10
INT-72	41,21	0,01	0,06	5,51	8,08	19,50	19,41	5,09	0,54	99,41	G9
INT-68	41,75	0,04	0,07	4,86	7,92	19,95	19,75	4,78	0,50	99,62	G9
INT-13	41,39	0,05	0,08	4,93	8,33	19,90	20,05	4,73	0,52	99,99	G9
INT-69	41,35	0,03	0,14	5,14	8,80	19,18	19,52	4,62	0,55	99,33	G9
INT-350	41,33	0,05	0,05	4,90	8,94	19,32	20,31	4,60	0,55	100,05	G9
INT-76	41,45	0,00	0,11	5,68	7,44	19,77	20,14	4,53	0,42	99,53	G9
INT-73	41,45	0,03	0,07	4,97	8,23	19,33	20,08	4,52	0,57	99,24	G9
INT-343	40,50	0,00	0,02	4,75	8,08	20,51	20,76	4,50	0,37	99,49	G9
INT-307	40,84	0,06	0,12	6,35	8,61	18,10	20,69	4,49	0,56	99,82	G9
INT-78	41,25	0,04	0,04	4,59	8,29	20,05	19,82	4,42	0,52	99,03	G9
INT-74	41,65	0,05	0,10	4,61	8,20	19,99	20,26	4,38	0,56	99,80	G9
INT-77	41,48	0,06	0,05	4,91	8,62	19,51	19,89	4,34	0,61	99,47	G9
INT-315	42,01	0,03	0,12	8,73	8,18	16,96	20,58	3,95	0,54	101,11	G12
INT-11	42,13	0,08	0,09	4,65	6,84	21,45	21,70	3,81	0,25	101,02	G9
INT-80	41,45	0,03	0,12	6,24	8,39	18,73	20,52	3,80	0,52	99,81	G9
INT-286	41,26	0,07	0,12	10,43	7,27	16,06	21,07	3,63	0,53	100,44	G12
INT-324	41,92	0,00	0,21	5,88	7,67	19,46	20,93	3,52	0,34	99,93	G9
INT-277	40,62	0,02	0,01	4,83	10,41	18,70	22,12	2,35	0,42	99,48	G9
INT-10	42,31	0,03	0,02	4,02	6,43	21,94	22,75	1,81	0,38	99,69	G9

Перидотитовые гранаты с включениями сульфидов

Образец	SiO ₂	Na ₂ O	TiO ₂	CaO	FeO	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	Сумма	Grutter et al., 2004
INT-S106	39,99	0,12	17,72	8,14	8,08	0,42	19,39	5,50	0,05	99,41	G9
INT-S130	41,36	0,18	20,95	4,09	6,45	0,29	20,61	6,19	0,07	100,18	G9
INT-S92	40,81	0,09	21,26	3,44	6,54	0,35	17,00	10,65	0,03	100,17	G12
INT-S102	41,05	0,22	19,08	6,52	7,66	0,36	19,97	5,82	0,03	100,71	G9
INT-S132	39,62	0,05	16,83	8,92	7,97	0,38	18,85	5,74	0,04	98,40	G9
INT-S87	41,09	0,44	20,50	4,20	7,11	0,30	20,21	6,10	0,09	100,05	G11
INT-S157	41,16	0,22	19,95	5,42	6,86	0,33	21,20	4,97	0,05	100,18	G9
INT-S135	40,65	0,18	19,18	6,11	7,97	0,43	20,28	5,22	0,06	100,07	G9
INT-S83	40,48	0,37	17,60	7,80	8,03	0,31	19,48	5,87	0,07	100,01	G9
INT-S89	40,08	0,03	18,24	7,59	7,30	0,39	19,83	5,32	0,01	98,81	G9
INT-S99	40,01	0,33	16,39	9,15	8,51	0,40	17,60	7,42	0,05	99,85	G9
INT-S101	41,11	0,09	21,74	3,12	8,01	0,35	20,77	4,79	0,04	100,01	G9
INT-S146	41,85	0,26	21,62	3,17	7,23	0,33	21,42	4,35	0,05	100,29	G9
INT-S94	40,64	0,37	17,30	8,73	7,65	0,40	20,37	4,38	0,06	99,90	G10
INT-S120	40,93	0,43	19,89	5,09	7,74	0,37	21,11	4,50	0,09	100,15	G11
INT-S127	41,55	0,29	19,55	6,17	7,30	0,32	20,94	4,71	0,06	100,89	G10D
INT-S116	40,77	0,44	17,95	7,45	7,77	0,34	20,41	5,79	0,06	100,98	G11
INT-S114	40,88	0,44	17,78	7,59	8,52	0,42	19,14	5,67	0,08	100,53	G9
INT-S95	41,40	0,20	18,98	6,90	8,37	0,40	19,35	5,72	0,04	101,37	G9
INT-S108	41,30	0,28	21,37	2,72	8,56	0,35	20,94	4,32	0,06	99,90	G9
INT-S118	41,48	0,13	19,21	5,96	6,99	0,34	21,14	4,44	0,06	99,75	G10D
INT-S82	40,58	0,11	20,83	3,85	9,20	0,46	19,36	4,79	0,05	99,22	G9
INT-S149	40,06	0,42	16,94	7,77	7,85	0,36	18,93	5,72	0,08	98,13	G9
INT-S134	40,65	0,33	16,08	9,92	7,11	0,32	19,75	5,56	0,08	99,80	G10D
INT-S148	40,88	0,30	17,90	8,78	7,48	0,37	21,08	3,67	0,10	100,56	G10D
INT-S145	40,79	0,29	18,33	6,98	7,74	0,40	19,75	5,29	0,06	99,64	G9
INT-S151	40,97	0,15	19,02	6,69	7,81	0,35	20,07	5,22	0,05	100,32	G9
INT-S128	41,67	0,17	21,62	2,89	6,52	0,33	20,80	6,03	0,05	100,08	G9
INT-S180	40,53	0,29	16,83	8,33	7,90	0,36	19,31	6,02	0,05	99,62	G9
INT-S198	40,58	0,15	17,44	7,05	8,57	0,47	18,82	6,19	0,04	99,30	G9
INT-S157	41,73	0,30	19,22	5,91	7,94	0,33	20,20	5,32	0,05	101,00	G9
INT-S206	41,39	0,10	19,07	7,02	7,02	0,32	21,87	3,26	0,04	100,08	G10D
INT-S227	41,11	0,25	17,79	7,57	7,64	0,33	19,96	5,77	0,07	100,48	G9
INT-S210	41,51	0,09	19,73	5,50	7,97	0,44	20,29	5,14	0,04	100,72	G9

Перидотитовые гранаты с включениями сульфидов (продолжение)

Образец	SiO ₂	Na ₂ O	TiO ₂	CaO	FeO	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	Сумма	Grutter et al., 2004
INT-S129	41,23	0,10	17,66	8,33	7,40	0,29	21,05	3,79	0,06	99,91	G10D
INT-S165	41,88	0,32	20,38	4,33	7,31	0,33	21,52	4,06	0,09	100,21	G10D
INT-S100	42,30	0,04	23,16	1,93	5,97	0,32	21,64	5,84	0,05	101,25	G9
INT-S113	41,40	0,16	18,40	7,07	7,59	0,38	20,06	5,42	0,07	100,55	G9
INT-S98	40,43	0,39	17,37	6,27	8,07	0,36	13,69	12,95	0,07	99,60	G12
INT-S144	41,32	0,10	17,90	8,02	7,64	0,39	20,15	4,94	0,06	100,52	G10
INT-S7	41,63	0,16	19,51	5,85	7,67	0,37	20,39	4,97	0,07	100,63	G9
INT-S138	40,86	0,22	16,77	9,79	7,69	0,40	20,24	4,67	0,09	100,72	G10D
INT-S84	40,68	0,41	18,46	6,64	8,44	0,40	19,91	5,36	0,08	100,38	G9
INT-S152	42,04	0,03	19,35	5,71	7,49	0,38	20,22	5,09	0,03	100,34	G9
INT-S61	41,10	0,33	19,67	5,30	8,44	0,36	20,73	4,59	0,10	100,61	G10
INT-S150	41,23	0,04	17,06	8,93	7,53	0,38	20,45	4,51	0,05	100,17	G10
INT-S142	41,70	0,19	18,77	6,26	7,49	0,37	19,97	5,38	0,04	100,16	G9
INT-S93	40,32	0,12	17,67	8,59	8,18	0,36	19,74	5,76	0,05	100,77	G9
INT-S125	41,77	0,26	20,49	4,68	8,06	0,39	20,83	4,80	0,07	101,36	G9
INT-S156	41,04	0,20	17,60	8,72	7,09	0,35	20,01	5,99	0,06	101,08	G9
INT-S2	41,91	0,09	21,13	3,51	9,23	0,55	19,36	4,85	0,04	100,67	G9
INT-S90	42,25	0,11	20,59	4,23	8,54	0,54	19,62	4,91	0,06	100,84	G9
INT-S8	40,50	0,20	18,35	7,33	8,40	0,39	19,24	6,17	0,06	100,63	G9
INT-S3	42,17	0,01	22,01	2,73	6,42	0,40	22,14	4,32	0,02	100,22	G9
INT-S110	42,10	0,14	21,02	4,43	8,15	0,43	19,84	4,88	0,06	101,04	G9
INT-S158	40,90	0,34	18,07	7,99	7,84	0,34	20,11	5,41	0,06	101,04	G9
INT-S86	41,05	0,50	16,65	9,00	8,10	0,33	19,54	5,28	0,10	100,56	G11
INT-S131	41,53	0,06	19,24	6,34	7,54	0,38	21,00	4,34	0,02	100,46	G10
INT-S59	41,73	0,24	19,72	5,74	7,31	0,34	20,66	4,96	0,06	100,73	G9
INT-S184	41,98	0,11	20,08	5,39	7,51	0,33	21,90	3,44	0,05	100,77	G10D
INT-S58	40,98	0,21	19,07	6,26	7,94	0,42	19,85	5,32	0,05	100,10	G9
INT-S177	41,40	0,20	20,47	3,75	8,23	0,41	19,70	5,36	0,05	99,57	G9
INT-S169	41,40	0,36	19,50	5,41	7,47	0,32	20,17	4,97	0,09	99,69	G9
INT-S176	41,60	0,28	19,77	3,66	7,86	0,36	21,11	4,61	0,05	99,31	G9
INT-S189	41,75	0,26	19,76	5,29	7,47	0,32	21,06	4,81	0,07	100,80	G9
INT-S121	40,54	0,33	16,99	8,22	7,77	0,35	19,42	5,79	0,06	99,48	G9
INT-S123	41,58	0,03	19,03	7,34	7,24	0,32	22,11	3,41	0,06	101,11	G10D
INT-S173	41,10	0,29	19,51	5,71	7,50	0,29	21,09	4,28	0,09	99,88	G10D
INT-S220	41,24	0,07	19,43	5,11	8,13	0,43	20,09	5,18	0,05	99,73	G9
INT-S60	41,69	0,20	20,96	3,49	7,23	0,38	21,27	4,22	0,06	99,49	G10
INT-S201	41,97	0,32	21,67	2,63	7,33	0,28	21,59	4,12	0,07	99,99	G9
INT-S231	41,50	0,31	18,76	5,33	7,45	0,34	21,25	3,87	0,07	98,87	G10D
INT-S172	40,87	0,57	17,35	6,67	7,69	0,38	19,71	5,65	0,06	98,94	G11
INT-S183	41,16	0,29	19,24	5,34	6,97	0,30	21,07	4,89	0,08	99,34	G9
INT-S226	41,67	0,25	19,33	4,93	7,36	0,35	22,00	3,18	0,06	99,12	G10D
INT-S161	41,46	0,09	19,68	5,24	7,24	0,31	21,71	3,49	0,03	99,24	G10D
INT-S224	41,70	0,34	20,16	4,41	7,65	0,30	21,11	4,45	0,07	100,20	G10D
INT-S222	41,20	0,05	18,43	6,80	7,72	0,34	20,42	5,06	0,03	100,07	G10D
INT-S208	41,20	0,26	19,93	5,12	7,59	0,35	20,57	4,80	0,04	99,87	G9
INT-S225	41,44	0,22	19,34	5,57	7,62	0,36	21,14	4,69	0,06	100,44	G10D
INT-S194	40,48	0,15	19,54	5,46	8,15	0,51	19,10	6,00	0,05	99,44	G9
INT-S199	40,85	0,04	16,99	8,90	7,75	0,36	20,20	5,09	0,04	100,22	G10D
INT-S209	41,48	0,26	21,66	2,53	9,61	0,26	21,05	3,28	0,05	100,18	G10D
INT-S207	41,45	0,43	19,89	4,77	8,37	0,40	20,39	4,68	0,08	100,47	G11
INT-S164	41,41	0,29	20,19	4,85	7,13	0,34	21,02	4,34	0,08	99,66	G10D
INT-S168	41,83	0,15	20,23	4,52	6,54	0,35	20,13	6,32	0,06	100,13	G9
INT-S107	41,29	0,18	18,23	6,72	7,12	0,29	20,35	5,29	0,05	99,50	G9
INT-S228	41,37	0,37	20,11	3,69	8,02	0,32	21,24	4,44	0,07	99,61	G9
INT-S188	40,91	0,16	18,44	6,76	7,90	0,35	19,61	5,94	0,02	100,09	G9
INT-S195	41,60	0,04	18,27	7,75	7,78	0,31	20,95	4,07	0,03	100,80	G10D
INT-S236	41,72	0,09	21,13	3,36	7,98	0,40	20,44	4,73	0,05	99,92	G9
INT-S215	41,85	0,46	21,14	2,96	8,48	0,33	20,64	4,34	0,09	100,29	G1
INT-S216	41,64	0,00	18,03	8,16	7,65	0,38	21,55	3,99	0,03	101,44	G10
INT-S187	41,10	0,29	17,12	8,04	8,13	0,34	19,58	6,04	0,04	100,69	G9
INT-S122	40,96	0,25	19,84	5,05	7,78	0,34	20,40	4,84	0,05	99,51	G9

Перидотитовые гранаты с включениями сульфидов (продолжение)

Образец	SiO ₂	Na ₂ O	TiO ₂	CaO	FeO	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	Сумма	Grutter et al., 2004
INT-S179	41,41	0,12	18,97	6,73	7,03	0,32	21,16	4,42	0,08	100,24	G10D
INT-S170	40,63	0,27	20,37	4,47	7,64	0,34	20,07	5,07	0,05	98,92	G9

ПРИЛОЖЕНИЕ Б
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ РУТИЛА

Химический состав включений рутила в перидотитовых гранатах

Включение	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	Fe ₂ O ₃	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Сумма
INT-5-1	0,21	0,79	0,10	0,01	74,94	0,34	9,50	0,01	2,78	0,72	9,05	1,61	100,06
INT-5-2	0,09	0,33	0,11	0,06	78,45	0,22	8,24	0,01	1,38	0,71	8,93	1,52	100,06
INT-5-3	0,12	0,40	0,12	0,06	76,01	0,32	9,03	0,01	2,49	0,74	9,05	1,54	99,88
INT-5-4	0,11	0,38	0,12	0,02	76,77	0,32	8,70	0,00	2,23	0,74	9,13	1,58	100,09
INT-5-5	0,20	0,68	0,13	0,11	75,44	0,25	9,28	0,02	2,82	0,72	8,92	1,46	100,04
INT-5-6	0,29	1,12	0,17	0,04	73,05	0,29	9,75	0,02	3,60	0,72	9,35	1,73	100,11
INT-5-7	0,21	0,41	0,14	0,08	77,29	0,28	8,63	0,02	1,73	0,72	8,88	1,48	99,85
INT-5-8	0,25	0,46	0,12	0,05	75,19	0,32	9,60	0,01	2,44	0,74	8,99	1,58	99,76
INT-5-9	0,07	0,27	0,14	0,10	77,72	0,24	8,37	0,01	1,56	0,66	8,91	1,54	99,58
INT-5-10	0,39	0,23	0,12	0,08	75,89	0,15	8,38	0,02	3,53	0,72	9,18	1,44	100,13
INT-2-1	0,69	1,48	0,05	0,02	85,82	0,26	6,59	0,02	2,35	0,28	1,92	0,01	99,50
INT-2-2	0,17	0,09	0,06	0,15	88,51	0,19	6,33	0,02	1,27	0,28	1,90	0,01	98,98
INT-2-3	0,02	0,19	0,08	0,12	90,76	0,14	4,74	0,02	0,62	0,29	1,87	0,02	98,87
INT-2-4	0,24	0,19	0,08	0,14	90,40	0,14	4,81	0,02	1,06	0,30	1,94	0,01	99,32
INT-2-5	0,03	0,15	0,08	0,18	91,44	0,11	4,80	0,01	0,70	0,31	1,93	0,03	99,76
INT-2-6	0,16	0,24	0,07	0,14	89,15	0,17	5,74	0,02	1,50	0,28	1,91	0,01	99,38
INT-2-7	-	0,19	0,04	0,05	90,19	0,11	5,49	0,01	0,60	0,27	1,97	0,02	98,93
INT-2-8	0,00	0,16	0,06	0,12	89,51	0,13	5,45	0,01	0,62	0,27	1,90	0,03	98,25
INT-2-9	0,12	0,32	0,08	0,14	89,56	0,12	5,57	0,02	1,38	0,29	1,92	0,02	99,53
INT-2-10	0,32	0,43	0,04	0,03	87,44	0,22	6,54	0,02	2,41	0,32	1,99	0,00	99,74
INT-2-11	0,17	0,17	0,04	0,04	91,37	0,08	4,50	0,02	1,38	0,27	1,93	0,02	99,98
INT-6-2	-	0,08	0,06	0,10	93,10	0,13	3,77	0,01	0,39	0,21	1,07	0,08	98,99
INT-65-8	0,13	0,28	0,08	0,19	92,38	0,29	4,26	0,04	1,59	0,49	0,06	н.о.	99,77
INT-65-8c	-	0,04	0,05	0,20	95,65	0,35	2,29	0,02	0,39	0,42	0,03	н.о.	99,43
INT-65-12	0,01	0,06	0,03	0,28	95,40	0,59	2,09	0,02	0,62	0,12	0,10	н.о.	99,31
INT-67-6	0,03	0,05	0,05	0,09	92,96	0,26	5,31	0,00	0,50	0,04	0,20	н.о.	99,49
INT-67-7	0,05	0,09	0,03	0,11	92,88	0,00	6,05	0,01	0,71	0,19	0,11	н.о.	100,22
INT-69-2	0,07	0,30	0,08	н.о.	88,36	0,30	5,34	н.о.	0,81	0,52	3,42	0,27	99,46
INT-301-1	0,11	0,04	0,01	н.о.	95,25	0,03	3,17	н.о.	0,84	0,12	0,36	0,00	99,93
INT-273-2	-	0,16	0,01	н.о.	95,15	0,00	3,80	н.о.	0,32	0,13	0,06	0,01	99,64
INT-244-1-1	0,22	0,78	0,04	н.о.	88,73	0,33	6,51	н.о.	1,07	0,00	1,45	0,03	99,16
INT-244-1-2	0,27	0,74	0,08	н.о.	89,12	0,30	5,96	н.о.	1,20	0,00	1,60	0,06	99,34
INT-244-2	0,40	0,93	0,19	н.о.	85,65	0,34	7,28	н.о.	1,90	0,00	2,74	0,07	99,50
INT-272-1	0,10	0,09	0,06	н.о.	92,94	0,24	4,07	н.о.	0,78	0,02	1,91	0,17	100,38
INT-299-2	0,12	0,24	0,07	н.о.	94,82	0,36	2,30	н.о.	1,41	0,02	0,55	0,05	99,94
INT-299-3	0,04	0,30	0,06	н.о.	96,27	0,21	2,18	н.о.	0,99	0,08	0,21	0,00	100,33
INT-345-1	0,38	0,21	0,07	н.о.	90,63	0,28	3,11	н.о.	3,45	0,10	1,60	0,09	99,91
INT-335-1	0,58	0,18	0,12	н.о.	86,70	0,35	4,66	н.о.	3,67	0,25	4,33	0,22	101,05
INT-335-3	0,05	0,05	0,13	н.о.	90,43	0,29	3,94	н.о.	0,63	0,32	3,82	0,40	100,05
INT-335-5	0,28	0,10	0,04	н.о.	88,55	0,34	4,64	н.о.	2,37	0,22	4,35	0,34	101,23
INT-335-6-c	0,62	0,76	0,06	н.о.	83,71	0,18	4,69	н.о.	6,37	0,21	4,47	0,29	101,36
INT-335-6-r1	0,25	0,64	0,07	н.о.	76,44	0,18	6,05	н.о.	3,35	0,03	12,66	0,76	100,43
INT-335-6-r2	0,19	0,32	0,04	н.о.	75,64	0,22	6,14	н.о.	3,05	0,00	14,27	0,68	100,54
INT-335-6-r3	0,46	0,69	0,13	н.о.	71,61	0,09	6,87	н.о.	4,05	0,00	15,57	0,61	100,09
INT-327-3	0,02	0,08	0,07	н.о.	96,23	0,31	2,54	н.о.	0,70	0,29	0,01	0,03	100,27
INT-327-4	0,14	0,14	0,45	н.о.	94,56	0,13	2,65	н.о.	0,74	0,28	1,23	0,05	100,36
INT-288-1	0,48	0,62	0,01	н.о.	91,75	0,05	5,47	н.о.	2,08	0,07	0,10	0,00	100,62
INT-288-2	0,92	1,75	0,04	н.о.	85,14	0,22	9,51	н.о.	3,24	0,12	0,00	0,00	100,93
INT-288-3	1,04	1,40	0,04	н.о.	86,67	0,09	6,63	н.о.	3,01	0,17	0,06	0,09	99,20
INT-297-2	0,13	0,07	0,04	н.о.	92,12	0,34	6,13	н.о.	1,26	0,07	0,15	0,01	100,32
INT-297-3	0,41	0,29	0,04	н.о.	91,09	0,30	6,33	н.о.	1,93	0,12	0,11	0,01	100,62
INT-297-4	0,60	0,25	0,02	н.о.	89,78	0,32	6,69	н.о.	2,58	0,18	0,18	0,00	100,62

Химический состав включений рутила в перидотитовых гранатах (продолжение)

Включение	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	Fe ₂ O ₃	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Сумма
INT-321-2	0,26	0,17	0,14	н.о.	87,77	0,40	6,88	н.о.	1,63	0,39	2,57	-	100,20
INT-321-3	0,66	1,00	0,06	н.о.	84,59	0,06	6,53	н.о.	3,06	0,28	3,79	0,14	100,18
INT-352-5	0,08	0,24	0,18	н.о.	93,17	0,13	3,44	н.о.	0,64	0,12	1,63	0,01	99,64
INT-314-2	-	0,11	0,04	н.о.	94,61	0,30	3,91	н.о.	0,87	0,02	0,11	-	99,97
INT-314-3	0,73	0,23	0,09	н.о.	91,92	0,18	3,38	н.о.	2,87	0,11	-	0,04	99,55
INT-326-1	0,02	0,04	0,03	н.о.	95,45	0,24	2,77	н.о.	0,44	0,01	0,07	-	99,06
INT-310-1	0,56	0,93	0,04	н.о.	86,54	0,38	7,56	н.о.	2,18	0,06	1,18	-	99,43
INT-310-2	0,62	1,34	0,04	н.о.	83,03	0,28	9,28	н.о.	3,27	0,05	1,36	0,04	99,30
INT-310-3	0,21	0,35	0,20	н.о.	89,90	0,35	5,46	н.о.	0,84	0,06	1,42	0,06	98,83
INT-310-4	0,73	1,56	0,08	н.о.	85,79	0,17	7,71	н.о.	2,69	0,19	1,38	0,07	100,37
INT-317-2	0,62	0,06	0,08	н.о.	93,83	0,05	2,76	н.о.	1,91	0,00	0,89	0,05	100,24
INT-313-1	-	0,19	0,04	н.о.	97,54	0,12	2,06	н.о.	0,17	0,28	-	-	100,39
INT-313-2	0,05	0,15	0,08	н.о.	96,43	0,17	2,36	н.о.	0,55	0,18	-	0,03	99,99
INT-313-3	0,02	0,29	0,05	н.о.	96,67	0,11	1,81	н.о.	0,83	0,05	-	-	99,83
INT-331-1	-	0,16	0,09	н.о.	95,82	0,11	3,19	н.о.	0,51	0,13	0,04	0,01	100,06
INT-331-3	0,01	0,18	0,09	н.о.	95,97	0,15	2,50	н.о.	0,55	0,23	-	-	99,67
INT-346-1	-	0,08	0,04	н.о.	93,13	0,11	3,00	н.о.	0,50	-	2,15	0,05	99,06
INT-257-1	0,13	0,14	0,09	н.о.	92,35	0,18	5,03	н.о.	1,08	0,15	0,36	-	99,51
INT-257-3	0,29	0,60	0,08	н.о.	92,92	0,28	4,04	н.о.	1,29	0,03	0,45	-	99,98
INT-257-4	0,56	1,01	0,28	н.о.	89,31	0,24	5,20	н.о.	3,00	0,07	0,28	0,02	99,97
INT-278-3	0,01	0,14	0,08	н.о.	94,35	0,02	3,25	н.о.	0,68	-	-	-	98,53
INT-255-1	0,87	0,31	0,23	н.о.	93,49	0,27	2,65	н.о.	0,97	0,09	0,25	-	99,13
INT-255-2	0,05	0,06	0,04	н.о.	96,12	0,35	2,73	н.о.	0,59	0,09	0,24	-	100,27
INT-255-3	0,02	0,06	0,06	н.о.	96,79	0,23	2,54	н.о.	0,48	0,04	0,10	-	100,33
INT-308-1	0,15	0,12	0,00	н.о.	94,55	0,31	4,09	н.о.	1,31	0,12	0,36	-	101,01
INT-253-3	0,05	0,19	0,03	н.о.	94,66	0,31	3,93	н.о.	0,62	0,02	0,70	0,05	100,57
INT-328-1	0,60	0,47	0,15	н.о.	91,92	0,13	3,66	н.о.	0,99	-	1,38	0,10	99,40
INT-328-5	0,06	0,10	0,09	н.о.	93,55	0,23	3,90	н.о.	0,62	0,09	1,58	-	100,21
INT-259-2	0,04	0,33	0,13	н.о.	94,90	0,30	2,34	н.о.	1,21	0,04	0,43	-	99,72
INT-268-2	0,12	0,23	0,21	н.о.	94,68	0,12	3,40	н.о.	0,77	-	0,15	0,01	99,68
INT-237-1	0,54	0,83	0,10	н.о.	80,91	0,29	9,24	н.о.	2,72	-	5,26	0,31	100,20
INT-312-1	0,04	0,13	0,06	н.о.	96,77	0,15	1,96	н.о.	0,94	0,12	0,11	-	100,29
INT-312-4	0,57	0,32	0,32	н.о.	96,15	0,10	1,96	н.о.	1,02	0,20	-	0,02	100,66
INT-312-5	0,01	0,29	0,07	н.о.	96,27	0,07	2,28	н.о.	1,24	0,15	0,05	-	100,42
INT-14-2	0,05	0,27	0,11	н.о.	92,90	0,31	2,20	н.о.	2,02	0,22	2,03	0,20	100,30
INT-14-4	0,05	0,23	0,11	н.о.	92,54	0,30	2,36	н.о.	1,39	0,23	1,87	0,14	99,21
INT-252-1	0,03	0,32	0,05	н.о.	97,67	0,52	0,84	н.о.	0,71	0,27	0,02	-	100,43
INT-252-2-1	0,01	0,24	0,18	н.о.	97,78	0,68	0,85	н.о.	0,94	0,30	-	0,02	101,00
INT-252-2-2	0,04	0,34	0,12	н.о.	97,63	0,57	0,80	н.о.	0,89	0,27	0,08	-	100,75
INT-252-3	0,02	0,35	0,09	н.о.	98,24	0,69	0,87	н.о.	0,83	0,33	-	-	101,43
INT-252-6	0,04	0,36	0,11	н.о.	97,91	0,63	0,77	н.о.	0,79	0,36	-	-	100,98
INT-252-7-1	0,02	0,39	0,08	н.о.	97,31	0,50	0,80	н.о.	0,95	0,43	-	-	100,47
INT-252-7-2	0,04	0,39	0,07	н.о.	97,60	0,74	0,77	н.о.	0,92	0,42	0,09	-	101,04
INT-248-1	0,08	0,74	0,08	н.о.	92,75	0,44	0,91	н.о.	2,10	0,11	2,09	0,14	99,45
INT-243-1	0,07	0,60	0,04	н.о.	95,15	0,28	0,64	н.о.	1,75	0,11	1,52	0,05	100,21
INT-243-2	0,34	0,59	0,05	н.о.	94,30	0,23	0,68	н.о.	2,28	0,14	1,97	0,07	100,63

Химический состав включений рутила в эклогитовых гранатах

Включение	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	Fe ₂ O ₃	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Сумма
INT-29-1	0,24	0,27	0,06	0,15	96,92	0,09	0,06	0,01	1,60	0,03	-	-	99,43
INT-29-2	0,06	0,32	0,08	0,34	97,94	0,07	0,06	0,01	0,87	0,02	-	0,02	99,76
INT-29-3	0,01	0,23	0,05	0,18	98,33	0,10	0,06	0,01	0,69	0,05	-	-	99,71
INT-29-4	-	0,40	0,04	0,20	97,45	0,08	0,06	0,01	1,04	0,06	-	-	99,34
INT-246-3	0,01	0,64	0,03	н.о.	98,92	0,27	0,14	н.о.	1,06	-	-	-	101,06
INT-246-4	-	0,43	0,05	н.о.	99,65	0,26	0,06	н.о.	0,62	-	0,06	-	101,12
INT-246-5	-	0,43	0,01	н.о.	98,36	0,18	0,12	н.о.	0,83	0,04	-	-	99,98

. Fe Fe₂O₃.

ПРИЛОЖЕНИЕ В

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ КРИЧТОНИТА

Включение	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO	SrO	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	BaO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	HfO ₂	Ta ₂ O ₅	Сумма
INT-338-1	0,37	4,09	1,81	0,10	0,45	1,61	66,41	0,10	11,96	0,14	8,13	0,06	1,12	1,49	н.о.	0,90	0,29	0,28	-	н.о.	99,30
INT-338-2	0,43	4,07	1,60	0,08	0,38	1,88	66,54	0,07	12,05	0,22	8,10	0,07	0,99	1,62	н.о.	0,39	0,19	0,28	-	н.о.	98,95
INT-342-2	0,34	4,57	1,69	0,10	0,50	1,70	69,18	0,00	6,54	0,19	9,68	0,10	0,96	1,64	н.о.	0,29	0,47	0,77	-	н.о.	98,72
INT-273-1	0,18	4,12	1,22	0,07	0,36	1,06	63,96	0,00	13,53	0,16	8,49	0,03	1,71	1,90	н.о.	1,01	0,83	0,81	0,07	н.о.	99,51
INT-273-3	0,21	3,89	1,17	0,09	0,36	1,18	62,97	0,00	14,43	0,13	8,01	0,09	1,67	2,81	н.о.	0,69	0,72	1,05	0,14	н.о.	99,63
INT-273-4	0,18	3,95	1,09	0,10	0,34	1,00	62,94	0,01	14,11	0,10	8,15	0,07	1,76	2,72	н.о.	1,07	0,80	0,94	0,04	н.о.	99,37
INT-323-3	0,32	4,51	1,55	0,11	0,29	1,98	66,66	0,13	10,19	0,18	8,66	0,07	0,71	1,55	н.о.	0,03	0,32	1,51	0,14	н.о.	98,91
INT-279-1	0,24	3,80	2,32	0,13	0,41	1,40	62,99	0,03	15,15	0,19	7,60	0,03	1,25	2,24	н.о.	0,73	0,61	0,69	0,17	н.о.	99,96
INT-306-1	0,33	4,49	1,91	0,18	0,28	1,41	66,64	0,12	11,32	0,13	7,77	0,08	1,72	1,96	н.о.	0,93	0,23	0,39	0,10	н.о.	100,00
INT-306-3	0,41	4,52	1,58	0,13	0,30	1,62	67,46	0,03	10,52	0,15	7,74	0,08	1,38	1,91	н.о.	0,69	0,11	0,50	0,05	н.о.	99,18
INT-294-6	0,28	4,84	1,73	0,26	0,35	1,34	65,86	0,00	8,45	0,12	8,79	0,08	1,88	2,98	н.о.	0,00	0,39	1,29	0,06	н.о.	98,68
INT-290-1	0,17	4,02	1,54	0,05	0,32	0,89	65,46	0,03	12,64	0,15	7,86	0,08	1,59	1,38	н.о.	1,76	0,75	0,89	0,11	н.о.	99,68
INT-290-3	0,46	4,18	1,48	0,19	0,24	1,62	66,47	0,14	11,64	0,12	8,10	0,05	1,12	1,69	н.о.	0,72	0,25	0,49	0,07	н.о.	99,02
INT-329-1	0,39	4,36	1,87	0,10	0,32	1,43	62,63	0,03	14,92	0,16	6,72	0,05	1,23	2,65	н.о.	0,39	0,54	0,84	0,07	н.о.	98,68
INT-302-7	0,63	4,25	2,85	0,13	0,27	2,27	68,31	0,00	8,81	0,17	9,04	0,06	0,35	2,39	н.о.	0,00	0,11	0,34	0,13	н.о.	100,09
INT-2662	0,40	4,44	1,36	0,04	0,80	1,42	69,84	0,11	8,36	0,15	8,98	0,07	0,90	1,98	н.о.	0,39	0,24	0,24	0,00	н.о.	99,72
INT-266-4	0,29	4,48	1,72	0,08	0,11	1,24	67,43	0,13	8,31	0,17	9,10	0,09	2,58	1,30	н.о.	1,26	0,58	0,39	0,11	н.о.	99,35
INT-352-5	0,44	4,46	1,42	0,12	0,46	1,54	66,79	0,09	9,72	0,13	8,59	0,06	1,17	2,38	н.о.	0,24	0,24	0,52	0,08	н.о.	98,44
INT-352-8	0,47	4,37	4,50	0,28	0,45	1,60	66,53	0,13	10,08	0,13	8,50	0,05	1,30	2,07	н.о.	0,27	0,40	0,33	0,16	н.о.	101,61
INT-324-2	0,12	4,24	2,18	0,05	0,04	1,02	62,88	0,01	13,50	0,12	7,77	0,05	2,54	1,37	н.о.	1,50	0,39	1,37	0,00	н.о.	99,14
INT-344-2	0,22	4,02	2,17	0,12	0,14	1,18	64,16	0,06	12,70	0,14	8,28	0,06	3,00	1,66	н.о.	0,71	0,25	0,45	0,07	н.о.	99,37
INT-344-4	0,52	3,97	3,56	0,22	0,19	2,17	65,51	0,05	12,87	0,13	8,02	0,06	1,01	1,80	н.о.	0,03	0,25	0,25	0,22	н.о.	100,80
INT-15-2	0,04	3,48	1,38	0,07	0,17	0,59	58,06	0,35	18,54	0,13	10,08	0,05	1,49	1,30	-	1,43	1,12	2,10	0,31	-	100,68
INT-15-3-1	0,07	3,71	1,34	0,06	0,15	0,63	57,01	0,37	18,91	0,16	10,43	0,00	1,79	1,25	-	1,33	1,23	2,24	-	-	100,68
INT-15-3-2	0,03	3,75	1,40	0,05	0,15	0,63	57,32	0,47	19,22	0,14	10,21	0,00	1,47	1,31	-	1,12	1,39	2,11	0,12	-	100,92
INT-15-4	0,08	3,73	1,37	0,03	0,12	0,62	56,99	0,42	19,04	0,12	10,26	0,00	1,68	1,29	-	1,13	1,28	2,30	0,03	-	100,50
INT-15-5	0,05	3,31	1,38	0,03	0,11	0,59	57,09	0,36	18,59	0,15	10,41	0,02	1,89	1,28	-	1,46	1,12	2,21	-	-	100,05
INT-309-1	0,39	3,85	1,36	0,03	0,50	1,37	65,29	0,36	14,45	0,16	7,34	0,07	0,67	3,38	0,17	0,40	0,31	0,21	0,13	-	100,43
INT-278-1	0,32	3,81	1,40	0,00	0,39	0,94	65,53	0,31	13,14	0,13	7,37	0,04	1,14	2,22	-	1,78	0,69	0,35	-	-	99,54
INT-278-2	0,32	4,35	1,40	0,09	0,38	1,23	65,62	0,42	12,49	0,17	6,94	0,14	1,43	2,08	-	1,03	0,29	0,26	-	-	98,63
INT-340-1	0,61	4,28	2,20	0,08	0,26	1,99	69,14	0,57	10,45	0,16	6,21	0,01	0,38	1,44	0,15	0,30	0,07	0,35	-	-	98,63
INT-268-1	0,31	4,25	1,40	0,02	0,42	1,31	65,58	0,51	12,41	0,13	7,58	0,00	1,14	2,15	0,03	0,69	0,45	0,42	0,28	-	99,07
INT-285-1	0,12	3,96	1,37	0,02	0,28	1,20	60,45	0,42	15,34	0,11	7,50	0,01	1,29	4,13	0,01	1,15	0,50	0,92	0,07	-	98,84
INT-285-2	0,08	4,01	1,50	0,01	0,15	0,94	60,56	0,40	14,87	0,14	7,78	0,08	1,40	3,81	0,05	2,70	0,33	1,15	0,54	-	100,49
INT-285-3	0,05	3,65	1,43	0,02	0,07	0,73	58,38	0,39	17,93	0,17	6,33	0,00	1,17	3,23	0,13	4,94	0,19	0,79	-	-	99,59
INT-285-4	0,05	3,71	1,70	0,21	0,05	0,98	57,74	0,47	18,25	0,13	6,54	0,00	0,96	3,26	0,22	5,22	0,12	1,06	0,08	-	100,74
INT-275-1	0,33	4,16	1,25	0,03	0,35	1,32	66,80	0,34	11,14	0,16	8,73	0,08	0,75	2,79	0,06	1,82	0,29	0,72	-	-	101,12
INT-75-1	0,30	5,03	2,35	0,94	0,25	1,65	64,99	0,55	11,06	0,13	7,97	0,11	1,03	1,22	0,11	1,29	0,21	0,60	-	-	99,77
INT-66-1	0,09	3,40	1,58	0,00	0,15	0,62	56,44	0,23	16,47	0,13	10,93	0,09	1,56	3,40	0,08	1,83	1,20	1,18	-	-	99,37
INT-66-2	0,15	3,10	1,50	0,00	0,15	0,53	56,48	0,33	16,39	0,10	10,17	0,00	1,51	4,07	0,14	1,76	1,30	1,04	0,20	-	98,92
INT-66-3	0,19	3,41	1,42	0,02	0,17	0,58	56,30	0,26	16,44	0,11	11,20	0,09	1,56	3,89	0,15	1,81	1,10	1,27	0,15	-	100,09
INT-67-2	0,09	3,49	1,48	0,00	0,18	0,52	58,68	0,30	16,43	0,12	9,89	0,01	1,22	1,54	0,04	3,11	0,91	0,99	0,22	-	99,20
INT-67-3	0,08	3,78	1,57	0,12	0,15	0,54	56,04	0,43	16,79	0,15	11,28	0,01	1,55	1,75	0,09	2,42	0,76	1,27	0,42	-	99,19

. Fe FeO.

ПРИЛОЖЕНИЕ Г
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ ПИКРОИЛЬМЕНИТА

Химический состав включений пикроильменита в перидотитовых гранатах

Включение	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Сумма
INT-287-1-1	11,81	0,66	0,11	0,14	51,38	-	3,37	0,44	30,89	0,12	0,13	н.о.	н.о.	99,06
INT-287-1-2	11,83	0,54	0,12	0,10	52,59	0,01	3,20	0,43	29,83	0,14	0,01	н.о.	н.о.	98,81
INT-287-2	12,33	0,54	0,12	0,14	53,38	0,05	3,10	0,38	29,19	0,11	0,03	н.о.	н.о.	99,37
INT-287-3	10,30	0,67	0,13	0,13	50,74	-	3,12	0,44	33,19	0,06	-	н.о.	н.о.	98,77
INT-287-4-1	10,77	0,50	0,12	0,14	51,37	-	2,85	0,51	32,64	0,04	-	н.о.	н.о.	98,94
INT-287-4-2	9,89	0,62	0,05	0,07	50,90	-	2,60	0,72	34,15	0,05	-	н.о.	н.о.	99,03
INT-287-4-3	9,31	0,79	0,12	0,11	50,03	0,01	3,10	0,82	34,51	0,02	-	н.о.	н.о.	98,83
INT-287-8-1	12,17	0,71	0,12	0,15	52,85	-	3,32	0,37	29,47	0,22	-	н.о.	н.о.	99,39
INT-287-9	10,22	0,74	0,08	0,11	50,04	-	3,13	0,70	33,50	0,04	0,02	н.о.	н.о.	98,57
INT-14-1	12,24	0,99	0,11	н.о.	53,73	0,17	1,33	н.о.	31,33	н.о.	-	0,05	0,06	99,99
INT-65-2	12,34	0,21	0,03	0,05	58,53	-	0,88	0,60	28,67	н.о.	-	-	н.о.	101,31
INT-65-6	14,34	0,32	0,05	0,22	57,19	-	1,27	0,33	25,76	н.о.	0,06	-	н.о.	99,53
INT-65-13	13,67	0,51	0,09	0,21	55,64	0,25	1,17	0,44	28,02	н.о.	0,17	0,03	н.о.	100,19
INT-65-14	12,47	0,65	0,04	0,20	54,10	-	1,49	0,46	30,09	н.о.	0,04	-	н.о.	99,53
INT-65-15	11,49	0,70	0,20	0,25	53,16	0,45	1,26	0,59	31,50	н.о.	-	0,14	н.о.	99,73
INT-66-3	11,50	0,28	н.о.	0,02	52,78	0,26	4,79	0,31	30,40	н.о.	0,09	0,04	н.о.	100,46
INT-67-4	9,86	0,67	0,04	0,04	49,21	0,81	5,68	0,75	33,72	н.о.	0,02	0,22	н.о.	101,00
INT-292-1	10,40	0,50	0,08	н.о.	54,17	-	1,74	н.о.	34,14	н.о.	0,01	-	-	101,05
INT-292-2	12,40	0,66	0,06	н.о.	56,29	0,10	1,55	н.о.	29,61	н.о.	0,02	0,08	-	100,77
INT-292-3	13,15	0,36	0,08	н.о.	56,38	0,08	1,60	н.о.	29,78	н.о.	0,01	-	-	101,43
INT-351-1	17,35	0,46	0,06	н.о.	56,48	0,10	0,72	н.о.	23,46	н.о.	0,02	0,13	-	98,77
INT-327-1	12,66	0,37	0,05	н.о.	56,79	0,04	0,98	н.о.	29,41	н.о.	-	0,01	0,06	100,38
INT-327-2	11,64	0,61	0,67	н.о.	54,01	0,05	1,65	н.о.	32,21	н.о.	-	0,27	0,03	101,14
INT-297-1	11,34	0,55	0,05	н.о.	53,54	0,01	4,20	н.о.	30,41	н.о.	-	0,22	0,03	100,35
INT-317-1	13,28	0,21	0,01	н.о.	56,43	-	1,49	н.о.	28,37	н.о.	-	0,11	0,01	99,91
INT-317-3	13,44	0,20	0,01	н.о.	56,36	0,08	1,27	н.о.	28,76	н.о.	-	0,09	-	100,22
INT-317-4	12,30	0,53	0,04	н.о.	56,13	0,05	1,29	н.о.	28,75	н.о.	-	0,15	-	99,23
INT-317-5	11,44	0,52	0,10	н.о.	54,71	-	1,27	н.о.	32,39	н.о.	-	0,14	0,01	100,58
INT-317-6	12,88	0,65	0,04	н.о.	56,16	0,06	1,41	н.о.	29,19	н.о.	-	0,13	0,09	100,61
INT-317-7	11,85	0,61	0,07	н.о.	55,22	0,03	1,47	н.о.	31,29	н.о.	-	0,03	-	100,56
INT-317-8	13,42	0,40	0,05	н.о.	55,95	0,09	1,43	н.о.	29,21	н.о.	-	-	-	100,54
INT-317-9	12,26	0,82	0,07	н.о.	55,65	0,04	1,44	н.о.	29,63	н.о.	0,05	-	0,05	100,00
INT-317-10	13,75	0,36	0,19	н.о.	55,94	0,12	1,53	н.о.	29,12	н.о.	-	0,03	-	101,03
INT-317-11	8,94	0,68	0,05	н.о.	53,61	0,03	1,86	н.о.	34,88	н.о.	-	0,20	-	100,25
INT-253-1	11,80	0,76	0,04	н.о.	53,52	0,05	2,16	н.о.	32,04	н.о.	-	0,07	0,03	100,47
INT-253-2	12,42	0,88	0,40	н.о.	57,47	0,03	1,50	н.о.	28,69	н.о.	-	0,10	0,05	101,53
INT-253-4	11,70	0,73	0,04	н.о.	55,08	-	1,55	н.о.	31,59	н.о.	-	-	-	100,69
INT-328-2	13,81	0,27	0,04	н.о.	56,08	0,10	1,58	н.о.	28,47	н.о.	-	0,12	0,03	100,49
INT-328-3	12,96	0,61	0,04	н.о.	55,43	0,06	1,51	н.о.	28,13	н.о.	-	0,12	0,01	98,86
INT-328-4	13,57	0,31	0,05	н.о.	56,08	0,07	1,62	н.о.	27,71	н.о.	-	-	-	99,40
INT-328-6	12,69	0,68	0,06	н.о.	55,41	0,12	1,59	н.о.	29,34	н.о.	-	-	0,02	99,89
INT-328-7	13,36	0,96	0,68	н.о.	54,85	0,07	1,63	н.о.	27,50	н.о.	-	0,23	-	99,29
INT-256-1	15,09	0,23	0,02	н.о.	58,76	0,09	0,80	н.о.	25,85	н.о.	-	-	-	100,86
INT-256-2	14,10	0,91	0,06	н.о.	55,96	-	0,74	н.о.	28,09	н.о.	-	-	0,01	99,85
INT-256-3	14,77	0,56	0,07	н.о.	57,61	-	0,85	н.о.	27,02	н.о.	-	-	-	100,88
INT-256-4	13,53	0,42	0,01	н.о.	57,23	-	0,90	н.о.	28,27	н.о.	0,01	0,06	0,05	100,47
INT-256-5	12,71	1,41	0,03	н.о.	56,23	0,04	0,90	н.о.	28,60	н.о.	-	-	-	99,91
INT-256-6	13,09	0,91	0,04	н.о.	56,30	0,06	0,87	н.о.	29,82	н.о.	-	-	-	101,09
INT-312-6	10,13	1,18	0,04	н.о.	52,37	0,01	1,31	н.о.	34,98	н.о.	-	-	0,02	100,03
INT-312-7	11,91	0,48	0,02	н.о.	53,25	0,04	1,17	н.о.	32,51	н.о.	-	0,16	0,05	99,59
INT-63-3	11,73	0,23	0,03	0,03	54,90	-	0,39	0,24	32,30	н.о.	0,02	0,32	н.о.	100,19

Химический состав включений пикроильменита в эклогитовых гранатах

Включение	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Сумма
INT-12-1	8,09	0,24	0,11	н.о.	50,57	0,15	0,05	н.о.	40,02	0,05	-	-	99,26
INT-24-1	10,39	0,24	0,05	0,03	54,30	0,08	0,03	н.о.	34,31	0,01	-	0,01	99,44
INT-24-2	10,63	0,20	0,06	0,03	54,20	0,08	0,02	н.о.	34,08	0,01	-	0,02	99,32
INT-24-3	10,60	0,22	0,05	0,04	54,14	0,11	0,03	н.о.	34,08	0,03	-	-	99,28
INT-27-1	9,53	0,27	0,06	0,04	52,36	0,08	0,15	н.о.	36,80	0,02	-	-	99,30
INT-27-2	9,44	0,28	0,06	0,03	52,16	0,10	0,17	н.о.	36,89	-	0,01	-	99,13
INT-27-3	9,21	0,27	0,06	0,03	52,40	0,09	0,16	н.о.	36,93	-	-	0,01	99,16
INT-27-4	9,27	0,27	0,06	0,03	52,19	0,06	0,16	н.о.	36,88	-	-	-	98,92
INT-27-5	9,16	0,25	0,05	0,02	52,98	0,05	0,16	н.о.	37,00	-	-	-	99,67
INT-26-1	9,03	0,61	0,05	н.о.	48,85	0,39	0,18	н.о.	40,22	-	0,16	-	99,49
INT-26-3	8,38	0,71	0,07	н.о.	47,91	0,32	0,15	н.о.	40,51	-	0,18	-	98,23
INT-26-4	8,84	0,63	0,09	н.о.	48,49	0,41	0,12	н.о.	39,88	0,06	0,18	-	98,69
INT-21-2	6,06	0,38	0,39	0,45	51,68	0,05	0,05	0,22	39,05	-	-	-	98,33
INT-22-1	9,25	0,25	0,04	0,01	51,99	0,04	0,11	0,24	36,68	-	0,04	-	98,64
INT-23-1	10,24	0,25	0,06	0,01	53,39	0,12	0,04	0,19	35,07	0,01	-	-	99,37
INT-23-2	10,10	0,32	0,06	0,07	52,36	0,09	0,03	0,20	35,22	-	0,01	-	98,45
INT-25-1	8,36	0,15	0,09	0,11	54,27	0,08	0,06	0,17	36,11	-	-	-	99,40
INT-25-2	8,43	0,16	0,08	0,10	54,37	0,08	0,07	0,18	36,19	-	-	-	99,66
INT-28-1	6,21	0,28	0,08	0,08	49,10	0,11	0,05	0,21	42,34	-	-	-	98,44
INT-325-1	10,56	0,21	0,02	н.о.	54,19	0,01	0,12	н.о.	35,38	-	-	-	100,49

. Fe FeO.

, . . . -

ПРИЛОЖЕНИЕ Д

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ ХРОМШПИНЕЛИДОВ

Химический состав включений хромита

Включение	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	V ₂ O ₅	ZnO	Сумма
INT-315-1-1	12,01	12,75	0,08	0,01	0,91	52,03	0,33	21,15	0,11	0,01	н.о.	0,33	0,15	99,85
INT-315-1-2	11,99	12,75	0,08	0,01	0,92	52,23	0,31	20,99	0,10	0,04	н.о.	0,34	0,16	99,91
INT-315-1-3	11,65	12,73	0,06	0,02	0,92	52,01	0,35	21,48	0,10	-	н.о.	0,33	0,13	99,78
INT-315-2-1	11,22	11,76	0,10	0,11	0,80	52,75	0,37	21,67	0,11	0,06	н.о.	0,30	0,14	99,39
INT-315-2-2	11,56	11,87	0,07	0,05	0,83	53,41	0,30	21,02	0,10	0,05	н.о.	0,33	0,14	99,73
INT-315-3-1	11,81	12,81	0,07	-	0,91	52,50	0,27	21,08	0,09	-	н.о.	0,34	0,15	100,04
INT-315-3-2	11,69	12,18	0,07	0,06	0,87	52,89	0,30	21,14	0,10	-	н.о.	0,32	0,13	99,77
INT-315-3-3	11,80	12,55	0,16	0,19	0,87	51,60	0,27	21,09	0,10	0,01	н.о.	0,32	0,16	99,12
INT-315-5-1	11,84	12,74	0,07	0,01	0,93	52,32	0,27	21,19	0,10	-	н.о.	0,33	0,15	99,96
INT-315-6-1	11,69	12,15	0,15	0,21	0,82	51,65	0,33	21,08	0,10	-	н.о.	0,31	0,12	98,60
INT-315-7-1	11,62	12,07	0,15	0,21	0,79	52,00	0,33	21,10	0,09	-	н.о.	0,31	0,12	98,80
INT-315-7-2	11,75	12,06	0,14	0,25	0,80	51,64	0,34	21,10	0,12	-	н.о.	0,31	0,14	98,64
INT-350-1	10,34	8,49	0,14	0,01	0,43	56,60	0,36	23,09	0,09	-	н.о.	0,23	0,15	99,93
INT-350-2	9,38	8,15	0,09	0,10	0,37	55,83	0,46	24,01	0,05	-	н.о.	0,21	0,10	98,74
INT-350-3	10,37	8,46	0,10	0,03	0,39	56,65	0,36	23,07	0,11	-	н.о.	0,24	0,17	99,94
INT-286-1	13,15	16,29	0,08	0,02	0,57	48,93	0,29	20,14	0,11	-	н.о.	0,24	0,13	99,95
INT-286-2	12,12	15,47	0,18	0,06	0,72	47,37	0,79	23,17	0,13	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100,01
INT-307-1	10,97	10,16	0,09	0,00	0,97	54,83	0,34	21,97	0,09	0,05	н.о.	0,21	0,17	99,84
INT-307-2	10,66	9,10	0,10	0,11	0,81	55,75	0,28	21,88	0,11	-	н.о.	0,21	0,15	99,15
INT-265-1	10,29	6,96	0,16	0,15	1,43	51,43	0,31	27,10	0,18	0,07	н.о.	0,48	0,08	98,63
INT-265-2-1	10,30	7,21	0,12	0,12	1,36	50,77	0,34	27,89	0,16	-	н.о.	0,53	0,06	98,86
INT-265-2-2	10,18	7,49	0,44	0,18	1,66	50,10	0,43	27,60	0,14	0,14	н.о.	0,42	0,07	98,84
INT-265-3	10,06	6,70	0,16	0,06	1,22	52,37	0,37	27,18	0,15	-	н.о.	0,51	0,09	98,87
INT-265-4	10,27	7,58	0,15	0,21	1,99	49,87	0,37	27,57	0,16	0,01	н.о.	0,24	0,09	98,50
INT-265-5	10,44	7,35	0,17	0,05	2,27	49,98	0,38	27,95	0,18	0,05	н.о.	0,25	0,10	99,17
INT-265-6	10,58	7,35	0,13	0,12	2,25	49,99	0,33	27,70	0,20	-	н.о.	0,25	0,09	99,01
INT-265-7	10,27	7,07	0,11	0,03	1,27	52,20	0,32	27,18	0,17	-	н.о.	0,49	0,07	99,17
INT-265-8	10,62	7,74	0,09	0,09	1,99	50,41	0,37	27,29	0,18	-	н.о.	0,24	0,06	99,08
INT-265-9	10,70	7,88	0,11	0,08	2,03	50,59	0,36	27,05	0,18	0,06	н.о.	0,25	0,07	99,37
INT-265-10	10,17	8,69	0,12	0,13	1,82	50,07	0,45	26,87	0,10	-	н.о.	0,23	0,04	98,68
INT-288-4	12,74	16,59	0,12	0,05	2,04	45,00	0,43	22,58	0,03	-	н.о.	0,21	0,09	99,89
INT-324-2-1	13,91	18,69	0,20	0,12	1,02	48,85	0,45	16,59	0,16	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99,99
INT-76-1	11,98	12,38	0,24	0,16	0,57	55,51	0,14	17,30	н.о.	0,07	0,02	-	н.о.	98,38
INT-69-1	10,30	8,09	0,01	0,00	1,08	56,94	0,26	23,18	н.о.	-	0,01	0,03	н.о.	99,89
INT-69-5	8,57	7,74	0,05	0,11	1,00	55,18	0,60	25,58	н.о.	-	0,03	-	н.о.	98,86
INT-69-10	8,68	7,98	0,01	0,03	0,89	55,47	0,53	26,22	н.о.	0,07	0,03	-	н.о.	99,91
INT-78-2	10,32	8,66	0,04	0,02	0,62	57,18	0,30	22,11	н.о.	-	0,02	0,76	н.о.	100,02
INT-68-1	11,24	8,21	0,01	-	0,63	58,42	0,27	21,54	н.о.	-	-	-	н.о.	100,31
INT-68-3	11,26	8,44	0,00	-	0,63	58,08	0,30	21,54	н.о.	0,01	-	-	н.о.	100,25
INT-68-10	11,11	8,37	0,01	-	0,60	57,83	0,33	21,87	н.о.	-	0,01	0,09	н.о.	100,21
INT-68-12	11,25	8,20	0,02	-	0,60	58,24	0,30	21,43	н.о.	-	-	-	н.о.	100,04
INT-68-22	10,86	8,52	0,05	0,04	0,62	57,75	0,34	22,06	н.о.	0,06	0,03	0,02	н.о.	100,33
INT-68-24	11,20	8,12	0,07	0,01	0,63	58,05	0,29	21,93	н.о.	-	-	-	н.о.	100,30
INT-70-2	11,89	7,83	0,04	0,12	1,54	52,61	0,28	25,64	н.о.	0,07	-	0,05	н.о.	100,07
INT-70-3	11,96	7,49	0,14	0,16	1,46	52,70	0,29	25,31	н.о.	0,08	-	-	н.о.	99,58
INT-70-9	11,28	7,29	0,04	0,10	1,45	53,18	0,26	25,07	н.о.	-	0,11	0,49	н.о.	99,27
INT-77-1	9,86	7,61	0,01	0,02	0,62	56,06	0,29	24,21	н.о.	0,03	0,16	0,00	н.о.	98,87
INT-77-3	9,62	7,76	0,00	-	0,61	56,97	0,28	24,36	н.о.	0,03	-	0,66	н.о.	100,30
INT-74-1	10,56	7,56	0,31	0,14	0,73	56,08	0,30	23,52	н.о.	-	0,05	-	н.о.	99,24

Химический состав включений хромита (продолжение)

Включение	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	V ₂ O ₅	ZnO	Сумма
INT-73-3	11,04	12,64	0,02	0,01	0,67	55,26	0,25	19,07	н.о.	-	0,03	0,58	н.о.	99,57
INT-79-1	10,37	6,16	0,34	0,18	0,74	54,99	0,25	24,96	н.о.	-	-	1,17	н.о.	99,17
INT-79-2	10,73	5,82	0,10	0,10	0,74	57,24	0,22	24,14	н.о.	-	0,06	1,00	н.о.	100,12
INT-79-8	10,51	5,58	0,26	0,17	0,66	56,22	0,29	23,67	н.о.	-	0,09	1,46	н.о.	98,90
INT-79-14	9,77	11,66	0,10	0,05	1,16	47,04	0,43	26,72	н.о.	0,12	0,03	1,76	н.о.	98,83
INT-79-15	10,08	6,63	0,07	0,10	0,79	54,99	0,25	25,49	н.о.	-	0,02	0,64	н.о.	99,05
INT-80-1	10,40	10,02	0,00	0,01	1,18	53,11	0,29	24,30	н.о.	-	0,02	-	н.о.	99,34
INT-80-3	10,62	9,69	0,50	0,26	1,00	52,26	0,25	23,75	н.о.	-	-	0,00	н.о.	98,31
INT-11	13,39	12,66	0,02	-	1,33	52,59	0,26	19,77	н.о.	н.о.	н.о.	0,32	н.о.	100,35
INT-10	17,96	31,18	0,12	н.о.	0,20	34,63	н.о.	15,66	н.о.	н.о.	н.о.	0,22	н.о.	99,97
INT-71-1	13,67	10,99	0,08	0,07	1,53	50,71	0,23	21,19	н.о.	0,10	0,03	-	н.о.	98,58
INT-72-3	10,37	8,72	0,01	0,03	0,33	58,22	0,39	22,36	н.о.	0,01	-	-	н.о.	100,44
INT-72-6	10,99	8,83	0,05	0,06	0,32	58,08	0,29	21,39	н.о.	-	0,06	-	н.о.	100,08
INT-270-1	10,82	9,10	0,04	н.о.	0,37	59,32	н.о.	19,37	н.о.	0,03	0,02	0,54	н.о.	99,59
INT-270-2	10,72	7,33	0,12	н.о.	0,34	59,75	н.о.	20,80	н.о.	0,06	-	0,46	н.о.	99,58
INT-270-3	10,70	8,56	0,07	н.о.	0,32	60,42	н.о.	20,46	н.о.	-	-	0,43	н.о.	100,94
INT-343-1-1	10,61	8,79	0,07	н.о.	0,71	55,88	н.о.	22,81	н.о.	-	-	0,37	н.о.	99,24
INT-343-1-2	10,48	8,83	0,04	н.о.	0,67	55,91	н.о.	22,11	н.о.	-	0,07	0,40	н.о.	98,50
INT-343-1-3	10,81	8,86	0,07	н.о.	0,69	56,05	н.о.	22,16	н.о.	-	-	0,37	н.о.	99,00
INT-277-1	8,99	12,44	0,04	н.о.	0,69	49,14	н.о.	29,44	н.о.	0,05	-	0,27	н.о.	101,05
INT-277-5	9,45	12,54	0,04	н.о.	0,70	49,40	н.о.	28,97	н.о.	0,01	0,01	0,23	н.о.	101,34
INT-13-1	10,93	8,78	0,05	-	0,62	58,09	0,38	22,13	0,09	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	101,06
INT-13-2	10,92	7,50	0,03	0,02	0,45	60,63	0,29	20,70	0,10	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100,64
INT-13-3	11,09	8,19	0,03	0,02	0,48	59,69	0,36	21,15	0,06	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	101,07
INT-17-1	12,72	13,70	0,05	0,04	0,81	57,12	0,31	16,11	0,12	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100,98
INT-17-2	12,04	10,86	0,04	0,10	0,77	58,56	0,33	17,36	0,15	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	100,21

· Fe FeO.

Химический состав включений Fe-Ti-Cr шпинели в неомогенных гранатах

Включение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	NiO	Сумма
INT-269-1	0,16	4,74	4,66	22,66	28,38	34,92	0,26	5,52	0,14	101,44
INT-269-2	0,17	4,85	4,67	22,00	28,81	34,99	0,31	5,23	0,12	101,14
INT-269-3	0,19	4,53	4,66	21,44	27,69	35,04	0,36	5,39	0,13	99,43
INT-269-4	0,21	4,21	4,80	22,17	27,05	34,35	0,28	5,57	0,13	98,76
INT-269-5	0,14	3,81	5,16	26,37	26,58	31,80	0,28	5,95	0,13	100,22
INT-241-1	0,15	3,80	5,25	28,91	26,42	28,30	0,35	5,84	0,11	99,12
INT-241-2	0,18	4,36	4,60	25,94	27,05	30,80	0,33	5,69	0,12	99,08
INT-241-3	0,15	3,96	5,05	28,49	26,80	28,94	0,27	5,81	0,12	99,59
INT-241-4	0,17	4,04	4,85	28,17	26,78	29,37	0,31	5,85	0,12	99,66
INT-241-5	0,15	3,71	5,28	29,48	26,25	28,24	0,31	6,01	0,13	99,54
INT-241-6	0,12	3,60	5,08	29,64	25,36	28,73	0,32	6,43	0,12	99,40
INT-241-7	0,14	3,56	5,20	30,28	25,67	27,94	0,30	6,29	0,12	99,49
INT-241-8	0,13	3,50	5,40	31,28	25,98	27,19	0,31	6,19	0,10	100,07