

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М. В. ЛОМОНОСОВА

На правах рукописи

Сапегина Анна Валерьевна

**ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КОРОВЫХ
КСЕНОЛИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК УДАЧНАЯ И ЗАРНИЦА
СИБИРСКОГО КРАТОНА**

Специальность: 1.6.3. – петрология, вулканология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук,
заведующий кафедрой
Перчук Алексей Леонидович

Москва 2024

Содержание

Введение	3
Глава 1. Коровые ксенолиты в кимберлитах: литературный обзор.....	10
Глава 2. Методы исследования.....	22
2.1. Электронно-зондовый микроанализ.....	22
2.2. Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (LA-ICP-MS)	23
2.3. Мёссбауэровская спектроскопия.....	23
2.4. КР-спектроскопия.....	23
2.5. Минералогическая геотермометрия и геобарометрия.....	24
2.6. Моделирование фазовых равновесий в комплексе программ Perple_X.....	24
Глава 3. Петрография гранулитов.....	25
3.1. Ксенолиты из трубки Удачная.....	25
3.2. Ксенолит из трубки Зарница.....	39
Глава 4. Состав минералов.....	44
4.1. Ксенолиты из трубки Удачная.....	44
4.1.1. Главные элементы.....	44
4.1.2. Малые элементы.....	52
4.2. Ксенолит из трубки Зарница.....	58
Глава 5. Термодинамические условия метаморфизма.....	60
5.1. Ксенолиты из трубки Удачная.....	60
5.2. Ксенолит из трубки Зарница.....	72
Глава 6. Обсуждение результатов.....	87
Заключение.....	107
Список литературы.....	109

Введение

Актуальность.

Наиболее древняя континентальная кора располагается в пределах архейских и палеопротерозойских кратонов. Под кратонами располагается аномально мощная, лёгкая (деплетированная) и холодная сублитосферная мантия. Значительная часть верхней и средней континентальной коры сложена породами ТТГ (тоналит-трондземит-гранодиориты) комплекса и гнейсами, происхождение которых активно обсуждается (Вревский и др., 2010; Савко и др., 2019; Чекулаев, Глебовицкий, 2017; Чекулаев и др., 2022; Arndt, 2013; Cawood et al., 2013; Condie, Abbott, D., 1999; Johnson et al., 2019; Liou, Guo, 2019; Moyen, Martin, 2012; Pourteau et al., 2020; Rozel et al., 2017; Van Kranendonk, 2010). Нижняя кора сложена преимущественно метабазами (гранулитами и, в меньшей степени, амфиболитами) (Rudnick, Gao, 2014), происхождение которых связывают с метаморфическим преобразованием раскристаллизованных мафических мантийных расплавов (Bohlen, Mezger, 1989; Gao et al., 2004; Rudnick, 1995; Rudnick, Fountain, 1995; Shatsky et al., 2018). В другой интерпретации мафические породы нижней коры формируются посредством сагдукции, в ходе которой при гравитационном перераспределении материала ультраосновные и основные вулканиты зеленокаменных поясов опускаются на уровень нижней и средней коры, а гранито-гнейсовые диапиры и гранитные плутоны поднимаются к земной поверхности (Anhaeusser, 1975; Brown, Johnson, 2018; François и др., 2014; Johnson et al., 2016; Perchuk et al., 2018; Perchuk, Gerya, 2011; Thébaud, Rey, 2013; Van Kranendonk, 2004).

Одним из ключевых подходов к пониманию образования кратонной континентальной коры является изучение глубинных ксенолитов, выносимых на поверхность кимберлитами или щелочными базальтами. На сегодняшний день детальные исследования гранулитов из ксенолитов нижней коры выполнены как для кратонов (например, Глебовицкий и др., 2003; Добрецов и др., 2008; Розен и др., 2006; Шацкий и др., 2005; Chen, Lin, Shi, 2007a; Davis et al., 2003; Pearson, O'Reilly, Griffin, 1995; Shatsky et al., 2019), так и для внекратонных областей (Акинин и др., 2013; Ветрин, 2006; 2007; 2009; 2017; Глебовицкий и др., 2003; Горбацевич и др., 2012; Embey-Isztin et al., 1990a, 2003; Litasov, 1999; Tögök и др., 2014a). Обычно нижнекоровые ксенолиты представлены гранулитами основного состава, реже - пелитового состава (Rudnick, Gao, 2014). Среди гранулитов наиболее распространены двупироксеновые, двупироксен-гранатовые, клинопироксен-гранатовые и ортопироксен-гранатовые с плагиоклазом, содержащие также амфибол, оливин, шпинель, реже скаполит и, в исключительных случаях, сапфирин (Rudnick, 1992). Среди акцессорных минералов гранулиты содержат, ильменит, магнетит, рутил, циркон и апатит.

P-T условия формирования ниже-среднекоровых гранулитов в большинстве случаев оцениваются с использованием классической геотермобарометрии (напр., Chen et al., 2007a; Mansur et al., 2014a; Shatsky et al., 2019) и, в редких случаях, с помощью метода моделирования фазовых равновесий (Nie et al., 2018; Perchuk et al., 2021a; Werf van der et al., 2017). P-T условия формирования ксенолитов по оцениваются как 600-1000°C и 0.7-1.4 GPa (Chen и др., 2007a; Davis и др., 2003; Downes, 1993; Kempton и др., 1995; Koreshkova и др., 2011; Liu и др., 2001; Mansur и др., 2014a; Markwick, Downes, 2000; Pearson и др., 1995; Pearson, O'reilly, 1991; Perchuk и др., 2021a; Rudnick, Gao, 2014; Samuel и др., 2015a; Sewell и др., 1993; Shatsky и др., 2019; Thakurдин и др., 2019b). Обычно ксенолиты не сохраняют записей об их P-T эволюции, за редким исключением (Grigorieva и др., 2024; Seliutina et al., 2024).

Кимберлитовая трубка Удачная, расположенная в пределах Анабарской провинции Сибирского кратона, отличается большим количеством малоизменённых мантийных и коровых ксенолитов разнообразного состава, вынесенных с разных уровней глубинности, что делает её прекрасным объектом для исследования процессов формирования и эволюции Сибирского кратона. Несмотря на то, что коровые ксенолиты из трубки Удачная были исследованы петрологическими и геохимическими методами в ряде работ (Шацкий и др., 2005; Koreshkova и др., 2009b; Koreshkova и др., 2011; Moyen и др., 2017; Shatsky и др., 2016; Shatsky и др., 2019), P-T параметры метаморфизма для них был восстановлены только методами классической термобарометрии, а редокс условия и вовсе не рассматривались.

В кимберлитовой трубке Зарница, также расположенной в Анабарской провинции Сибирского кратона, на сегодняшний день с помощью петрографии, электронно-зондового микроанализа и Sm-Nd и U-Pb датирования изучено только три образца мафических ксенолитов: гранатовый гранулит с высоким содержанием $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 6 мас.% (Shatsky и др., 2019), двупироксеновый гранатовый гранулит с рутилом и биотитом ($\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Opx} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Bt} + \text{Rt}$) и гранатовый гранулит с амфиболом и рутилом ($\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Amp} + \text{Rt}$) (Shatsky и др., 2022b). Температуры образования для этих образцов были оценены как 595-880°C с использованием Grt-Cpx минерального термометра.

В рамках данной диссертации подробно изучены минеральные парагенезисы и химические составы фаз ксенолитов из кимберлитовых трубок Удачная и Зарница Сибирского кратона. С использованием современных методов моделирования фазовых равновесий в комплексе программ *Perple_X*, для ксенолитов восстановлены P-T условия гранулитового этапа метаморфизма и определены окислительно-восстановительные условия, а также детально охарактеризованы необычные для подобных ксенолитов регрессивные парагенезисы.

Цель и задачи исследования

Целью работы является установление термодинамических условий образования пород коровых ксенолитов из кимберлитовых трубок Удачная и Зарница Сибирского кратона (Якутия, Россия).

Для достижения поставленной цели решались следующие **задачи**:

1. Выбор и петрографическое изучение шлифов ксенолитов мафических гранулитов из кимберлитовых трубок Удачная и Зарница Сибирского кратона.
2. Изучение микроструктурных особенностей выбранных ксенолитов с помощью электронного микроскопа.
3. Изучение химического состава минералов ксенолитов с помощью электронно-зондового микроанализа, кристаллохимические пересчёты электронно-зондовых анализов минералов и выявление закономерностей в изменении состава минералов.
4. Анализ концентраций рассеянных элементов (REE, Cs, Rb, Ba, Th, U, Nb, Ta, Sr, Zr, Hf) в породообразующих минералах ксенолитов методом масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой и лазерной абляцией (LA-ICP-MS) и выявление закономерностей их распределения.
5. Расчёт эффективных составов для ксенолитов из трубок Удачная и Зарница. Установление P-T-(f_{O_2}) параметров образования ксенолитов с помощью моделирования фазовых равновесий в программном комплексе *Perple_X* и геотермобарометрии.
6. Отбор фракций клинопироксена из трёх ксенолитов из трубки Удачная и измерение в них содержания Fe^{3+} с использованием мёссбауэровской спектроскопии.
7. Сопоставление содержания Fe^{3+} в клинопироксене из ксенолитов трубки Удачная, измеренного методом мёссбауэровской спектроскопии с полученным при пересчёте электронно-зондовых анализов на кристаллохимические формулы методом баланса зарядов.
8. Выявление микроструктурных особенностей, закономерностей в изменении химического состава и P-T условий образования симплектитов в ксенолите из трубки Зарница.

Фактический материал, методы исследования, личный вклад автора.

Автором детально исследовано семь образцов гранулитов из ниже-среднекоровых ксенолитов кимберлитовых трубок Удачная и Зарница (Далдын-Алакитское кимберлитовое поле, Якутия). Изученные ксенолиты были любезно предоставлены автору д.г.-м.н. В.Г. Мальковцом и академиком В.С. Шацким.

Петрографическое описание шлифов ксенолитов было выполнено автором с использованием поляризационного микроскопа в Лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ им. М.В.

Ломоносова (г. Москва) и в Лаборатории метаморфизма, магматизма и геодинамики литосферы в ИЭМ РАН (г. Черноголовка). Исследование морфологических взаимоотношений и химического состава минералов проведено с помощью методов растровой электронной микроскопии и электронно-зондового микроанализа на электронном микроскопе Jeol JSM-IT500, оснащённом энергодисперсионным и волновым спектрометрами, в Лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова; анализы выполнены В.О. Япаскуртом и Н.Н. Кошляковой при участии автора. Содержания рассеянных компонентов в минералах ксенолитов были измерены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с использованием лазерной абляции в ИГМ СО РАН (Новосибирск) А.Л. Рогозиным и А. Денисенко при участии автора. Мёссбауэровское исследование содержания Fe^{3+} в клинопироксенах ксенолитов было выполнено в ИЭМ РАН Л.В. Сипавиной. Расшифровка и интерпретация полученных мёссбауэровских спектров выполнялось автором под руководством М.В. Воронина. КР-спектрометрия ламелл в клинопироксене и кианита осуществлялась с использованием КР-микроскопа Horiba Xplora на Кафедре петрологии и вулканологии Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова В.Д. Щербаковым и Н.А. Некрыловым при участии автора. Моделирование фазовых равновесий в комплексе программ Perple_X для всех изученных образцов были выполнены автором.

Научная новизна.

(1) Впервые с помощью метода моделирования фазовых равновесий установлены P-T- f_{O_2} параметры образования ксенолитов гранулитов из кимберлитовой трубки Удачная (Сибирский кратон), показывающие пониженную фугитивность кислорода, по сравнению с буфером FMQ.

(2) Показано, что корректные оценки P-T- f_{O_2} параметров формирования ксенолитов гранулитов возможны только при использовании эффективных составов пород, из которых исключены магматические ядра клинопироксена.

(3) Впервые приводятся свидетельства того, что образование гранулитового парагенезиса в ксенолитах из трубки Удачная происходило в условиях дефицита флюида, имеющего водно-солевой состав.

(4) Проведено сравнение отношений $Fe^{3+}/\sum Fe$ в клинопироксенах из коровых ксенолитов трубки Удачная, измеренных мёссбауэровской спектроскопией и полученных при пересчёте микронзондовых анализов клинопироксенов на кристаллохимические формулы. В результате сравнения установлено, что кристаллохимические пересчёты микронзондовых анализов клинопироксенов из неэклогитовых пород позволяют вполне корректно оценивать содержание Fe^{3+} в них.

(5) В ксенолите высокомагнезиального гранулита из кимберлитовой трубки Зарница установлены и охарактеризованы необычные для коровых ксенолитов два типа симплектитов, образованных на разных стадиях подъема гранулита к поверхности.

Теоретическая и практическая значимость работы.

Полученные P-T-f_{O2} параметры образования ксенолитов из трубки Удачная раскрывают особенности флюидного режима и окислительно-восстановительных условий в основании коры в докембрийское время, что имеет приложение к решению проблемы формирования континентальной коры. Полученные данные по содержаниям Fe³⁺ в клинопироксенах из ксенолитов трубки Удачная показали, что пересчёт электронно-зондовых анализов неэжлогитовых клинопироксенов может предсказывать корректные содержания Fe³⁺, пригодные для восстановления редокс-условий. Параметры образования двух типов симплектитов, обнаруженных в ксенолите из трубки Зарница, раскрывают особенности глубинного метасоматоза в земной коре и взаимодействия ксенолит-кимберлит при транспортировке фрагментов гранулитов к земной поверхности.

Защищаемые положения.

(1) Породы ксенолитов мафических гранулитов из кимберлитовой трубки Удачная Сибирского кратона были сформированы в условиях нижней и средней коры при температуре 600-650°C и давлении 0.8-1.0 ГПа, пониженной, относительно буфера кварц-фаялит-магнетит, фугитивности кислорода, в условиях дефицита водно-солевого флюида.

(2) Для клинопироксена из ксенолитов мафических гранулитов из кимберлитовой трубки Удачная характерны отношения $Fe^{3+}/\Sigma Fe = 0.22-0.28$, что соответствует 6-10 мол. % эгиринового компонента. Повышенные величины отношения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ установлены также в коровых ксенолитах из различных регионов мира, что подчеркивает потенциал использования этих данных для восстановления редокс-условий в глубинных участках континентальной коры.

(3) В ксенолите высокомагнезиального гранулита из кимберлитовой трубки Зарница, сформированного при 700-750°C и 1.2-1.3 ГПа, выделены два типа симплектитов. Клинопироксен-кианитовые симплектиты образовались на стадии глубинного Si-метасоматоза, тогда как ортопироксен-плаггиоклазовые симплектиты возникли при подъеме породы в условиях высокотемпературного воздействия кимберлитового расплава.

Апробация работы.

По теме диссертации опубликованы 3 статьи в рецензируемых зарубежных и российских научных журналах и 16 тезисов докладов.

Результаты, сформулированные в диссертации, были изложены автором на следующих российских и международных конференциях: Международная конференция, посвященная 110-летию со дня рождения академика В.С. Соболева (Новосибирск, 2018), IX, XIII Всероссийская школа молодых ученых Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия (Черноголовка, 2018, 2022), III конференция, посвященная 85-летию со дня рождения заслуженного профессора МГУ Л.Л. Перчука (Черноголовка, 2018), Goldschmidt 2019 (Барселона), IX Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле (Новосибирск, 2018), «Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований». 90-летие ИГЕМ РАН (Москва, 2020), Metamorphic Studies Group 40th Anniversary Meeting Abstracts (Лондон, 2021, дистанционно), Российская конференция с международным участием Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2022, Сыктывкар), XII Международная школа по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука (Петропавловск-Камчатский, 2022), «В кильватере большого корабля: современные проблемы магматизма, метаморфизма и геодинамики материалы IV конференции, посвященной 90-летию со дня рождения заслуженного профессора МГУ Л.Л. Перчука» (Черноголовка, 2023), XXVII, XXIX, XXX Международная конференция студентов, аспирантов и молодых учёных «Ломоносов» (Москва, 2020, 2022, 2023).

Объём и структура работы.

Диссертация состоит из введения, 6 глав и заключения. Текст диссертации размещён на 125 страницах, включает 60 рисунков, 7 таблиц и список литературы, состоящий из 204 источников. Дополнительные материалы представлены в пяти приложениях.

Благодарности.

Автор выражает благодарность своему научному руководителю Перчуку Алексею Леонидовичу за чуткое руководство работой, поддержку на всех этапах подготовки диссертации, плодотворные дискуссии и ценные замечания. Автор глубоко признателен д.г.-м.н. О.Г. Сафонову, академику РАН В.С. Шацкому, к. г.-м. н. В.О. Япаскурту, к.х.н. М.В. Воронину, д.г.-м.н. Н.Г. Зиновьевой, д.г.-м.н. В.М. Козловскому, В.М. Григорьевой и С.Т. Подгорновой за совместный труд над рядом работ, опубликованных по теме настоящей диссертации. Автор благодарит В.С. Шацкого, В.Г. Мальковца и П.М. Вализера за предоставленные образцы для исследований. А.А. Аriskину, М.Ю. Корешковой, П.Я. Азимову, академику РАН Л.Я. Арановичу, а также всему коллективу кафедры петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Автор благодарит В.О. Япаскурта и Н.Н. Кошлякову, Д.А. Варламова, а также коллектив лаборатории Локальных методов исследования вещества за

помощь в проведении электронно-зондовых исследований, А.Л. Рогозина и А.А. Денисенко за измерение содержаний рассеянных элементов методом LA-ICP-MS, Л.В. Сипавиной за проведение мёссбауэровских исследований, В.Д. Щербакову и Н.А. Некрылову за выполнение КР-спектроскопии.

Условные обозначения.

Условные обозначения минералов в работе даны согласно [Warr, 2021].

Глава 1. Коровые ксенолиты в кимберлитах: литературный обзор

1.1. Структура и состав континентальной коры.

Континентальная кора представляет собой внешнюю твёрдую оболочку Земли, мощность которой варьирует в пределах от 30 до 45 км и, в исключительных случаях, может достигать 50-70 км (Mooney, 2003). Подошва континентальной коры определяется границей Мохо, на которой скорости продольных сейсмических волн скачкообразно возрастают от 7 до 8 км/с (Rudnick, Gao, 2014). Латеральные границы континентальной коры очерчены резкими обрывами континентального шельфа и около 31% от объёма всей континентальной коры находится под водой.

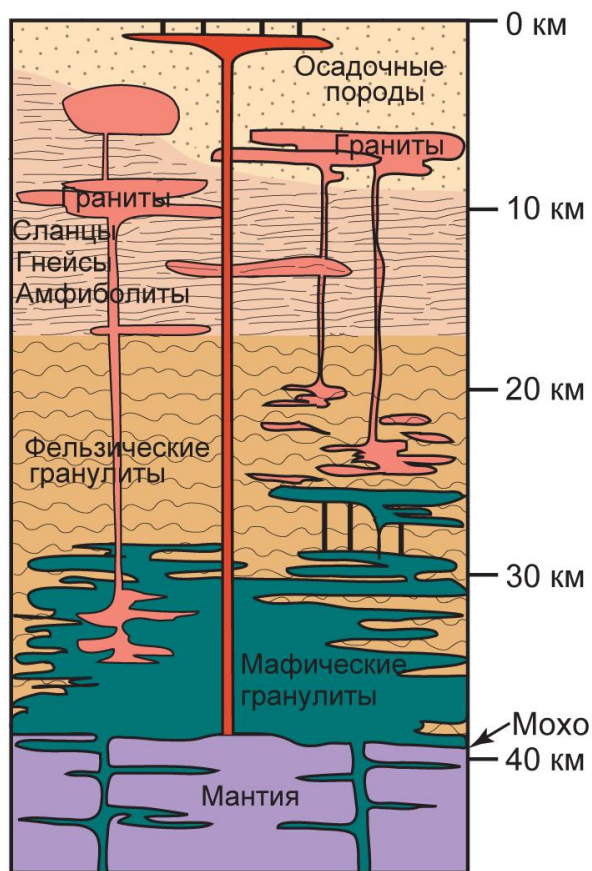


Рис. 1.1. Схематическое строение континентальной коры (Cawood и др., 2013).

На основе данных по скоростям сейсмических волн континентальная кора разделяется на три главных слоя: верхнюю, среднюю и нижнюю (Rudnick, Gao, 2014). Схематический разрез современной континентальной коры приведён на рис. 1.1. Породы верхней коры обнажены на земной поверхности, что делает их наиболее доступными для изучения. Верхняя кора в целом характеризуется кислым составом и состоит из осадков и кислых магматических пород (от гранитов до гранодиоритов) (Cawood и др., 2013). Средний и нижний уровень коры относят к глубинным слоям континентальной коры, и их изучение затруднено. Породы средней коры представлены орто- и парагнейсами, метаморфически преобразованными в условиях амфиболитовой и в низах гранулитовой фаций (Cawood и др., 2013). Нижняя кора

характеризуется наиболее мафическим составом и состоит из гранулитов основного и среднего состава, а также габброидов и магматических кумулатов (Cawood и др., 2013). Средние составы каждого из трёх слоёв, приведённые в работе (Rudnick, Gao, 2014), отображены в Таблице 1. Из рис. 1.1. видно, что степень метаморфизма коровых пород растёт вместе с глубиной: так, в верхней коре преобладают породы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, в средней – амфиболиты и, в меньшей степени, гранулиты, а для нижнего уровня коры типично преобладание гранулитов.

В течение последних десятилетий было сделано большое количество оценок среднего состава коры (Ронов, Ярошевский, 1967; Christensen, Mooney, 1995; Gao и др., 1998; Hans Wedepohl, 1995; Holland, Lambert, 1972; Rudnick, Fountain, 1995; Shaw и др., 1986; Smithson, 1978; Taylor, 1964; Taylor, McLennan, 1995; Weaver, Tarney, 1984). В обзорной работе (Rudnick, Gao, 2014) пропорции трёх слоёв коры оцениваются как 31.7% верхней, 29.6% средней и 38.8% нижней коры. В этой же работе (Rudnick, Gao, 2014) рассчитан средний состав континентальной коры с учётом оценок предыдущих работ и новых корректировок (Таблица 1).

Таблица 1. Средние составы верхней, средней и нижней коры, а также усреднённый состав континентальной коры. Приведённые составы взяты из работы (Rudnick, Gao, 2014).

	Состав континентальной коры			
	Верхняя	Средняя	Нижняя	Общий
SiO₂	66.60	63.50	53.40	60.60
TiO₂	0.64	0.69	0.82	0.70
Al₂O₃	15.40	15.00	16.90	15.90
FeO_{tot}	5.04	6.02	8.57	6.70
MnO	0.10	0.10	0.10	0.10
MgO	2.48	3.59	7.24	4.70
CaO	3.59	5.25	9.59	6.40
Na₂O	3.27	3.39	2.65	3.10
K₂O	2.80	2.30	0.61	1.80
P₂O₅	0.15	0.15	0.10	0.10

Континентальная кора в целом обогащена несовместимыми элементами и, вероятно, содержит до половины всех несовместимых элементов Земли (Rudnick, Gao, 2014). Континентальная кора обеднена Nb по сравнению с La и характеризуется низким отношением Nb/Ta по сравнению с хондритами (Rudnick, Gao, 2014). Также в работе (Rudnick, Gao, 2014) авторы отмечают, что обеднение Nb характерно только для вещества, сформированного на активных континентальных окраинах, и расчёты с использованием усреднённого состава континентальной коры показывают, что до 80% континентальной коры должно было быть сформировано с участием субдукции.

1.2. Образование континентальной коры.

На сегодняшний день вопрос формирования первых континентов вызывает большое количество споров. Наиболее древняя континентальная кора расположена в пределах архейских кратонов. Кратоны – это крайне устойчивые консолидированные блоки континентальной литосферы, сохраняющиеся на протяжении миллиардов лет из-за наличия под ними мощных (более 150 км) кратонных килей субконтинентальной мантии (Pearson и др., 2021). Всего в мире таких фрагментов древнейших континентов насчитывается около 35 (например, кратон Слэйв, Вайоминг, Капваальский кратон, Сибирский кратон и т.д.) (Bleeker, 2005). Континентальная кора кратонов часто имеет архейский возраст, при этом архейские «ядра» кратонов могут быть окружены континентальной корой палео- или мезопротерозойского возраста (Pearson и др., 2021).

В рамках вопроса формирования первых континентов интерес вызывают «серые гнейсы», состав которых входят породы ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) серии, составляющие большую часть кратонной коры (Moyen, Martin, 2012). Эти породы были тщательно изучены на протяжении десятилетий (Moyen, Martin, 2012 и ссылки внутри), однако на сегодняшний день до сих пор нет согласия относительно того, какой именно механизм обусловил их образование. Все предложенные модели с петрологической точки зрения сводятся к тому, что для образования ТТГ магм необходимо плавление гидратированного базальта, предварительно испытавшего метаморфизм в условиях фации гранатовых амфиболитов или эклогитов (Moyen, Martin, 2012).

С точки зрения геодинамики все предложенные модели образования ТТГ можно разделить на две главные категории: с «вертикальной» и «горизонтальной» тектоникой (рис. 1.2 и 1.3) (Lee et al., 2011).

«Вертикальная» тектоника подразумевает два возможных тектонических сценария: деляминация нижнекоровых пород с последующим разогревом океанической коры и выплавлением ТТГ магм (рис. 1.2а) или подъем мантийного плюма, вызывающий плавление пород океанической коры (рис. 1.2б).

«Горизонтальная» тектоника подразумевает формирование коровых пород на манер образования современных адакитовых магм. На рис. 1.3. приведено сравнение стилей субдукции для раннего Архея (рис.1.3а), позднего Архея (рис. 1.3б) и для современности (рис. 1.3в). Плавление погружающейся плиты происходило в процессе горячей и пологой архейской субдукции (рис. 1.3а,б), в то время как современный стиль преимущественно обеспечивает дегидратацию пород слэба (без его плавления) с последующим плавлением пород мантийного клина (рис. 1.3в).

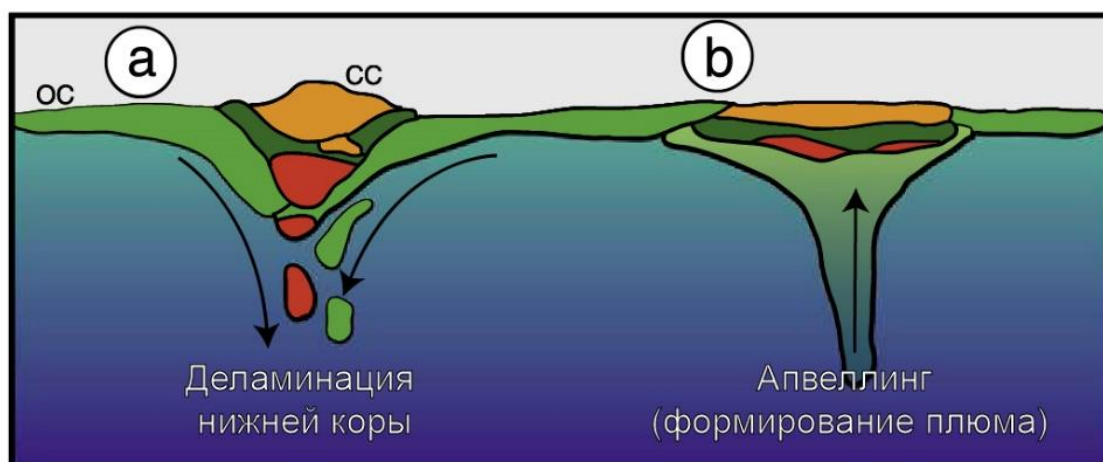


Рис. 1.2. Модели формирования континентальной коры с вертикальной тектоникой (Моуен, Мартин, 2012): (а) над зоной деламинации пород нижней коры с последующим нагревом и плавлением океанической коры; (б) вследствие подъёма мантийного плюма с последующим разогревом и плавлением пород океанической коры. ОС = океаническая кора, СС – континентальная кора (оранжевый цвет). Красный цвет = частично расплавленные мафические породы.

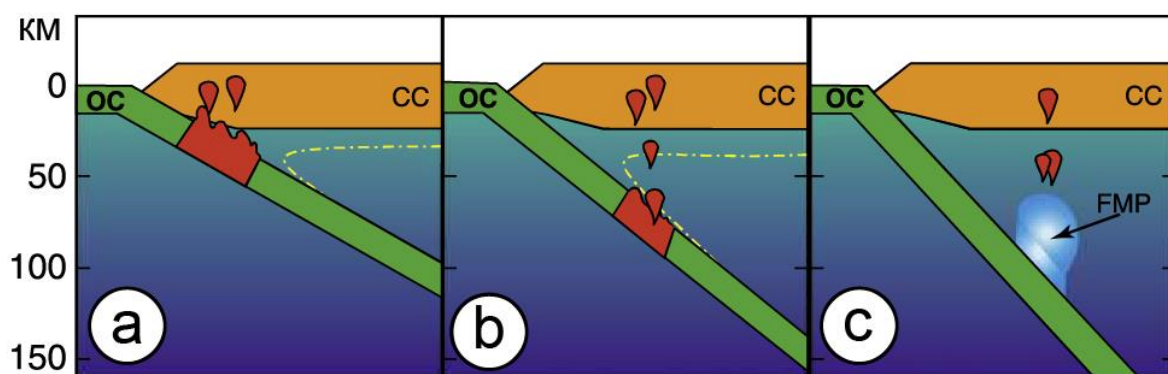


Рис. 1.3. Субдукционные модели формирования континентальной коры (а,б) и сравнение архейского (а,б) и современного стилей субдукции (в). При горячей и пологой субдукции в архее ТТГ породы континентальной коры формируются наподобие современных адацитов при плавлении слэба (а, б), в современных условиях плавление происходит в мантийном клине вследствие дегидратации пород слэба (в).

Таким образом, в современной геологии изучение пород коры остаётся актуальной и важной задачей, сопряжённой с большим количеством открытых вопросов.

1.3. Нижняя континентальная кора.

Породы нижней коры располагаются на больших глубинах, а их изучение затруднено из-за ограниченного количества вещества и данных о нём. На сегодняшний день наиболее популярны три метода исследования вещества глубинной коры: изучение ксенолитов и тектонически выведенных на поверхность разрезов коры, сопоставление сейсмических и литологических данных, а также измерение теплового потока на поверхности земли (Rudnick, Gao, 2014). Последний метод наименее надёжен из-за неопределённости получаемых данных.

В целом нижняя кора характеризуется мафическим составом и сильно обеднена калием (Таблица 1.1) и другими резко несовместимыми крупными элементами по сравнению со средней и верхней частями коры. Нижняя кора также обогащена LREE (Light Rare-Earth Elements) и, возможно, обладает положительной аномалией Eu. Как верхняя и средняя, нижняя кора обогащена Pb по сравнению с Ce и Pr и обеднена Nb по сравнению с La. Вероятно, нижняя кора также обогащена Sr по отношению к Nd (Rudnick, Gao, 2014).

Образцы пород нижней коры содержатся в ксенолитах, выносимых на поверхность кимберлитами или щелочными вулканитами, в тектонически выведенных на поверхность гранулитовых комплексах или экгумированных фрагментах комплекса пород средней-нижней коры. Метамагматические породы варьируют по составу от гранитов до габброидов с преобладанием последних, степень метаморфизма этих пород – от верхов амфиболитовой до гранулитовой фации (Rudnick, Gao, 2014). Исключение составляют породы центральной Испании, Центрального Массива и провинции Ханнуоба в Китае, где доминируют фельзические и умеренные по составу ксенолиты (Rudnick, Gao, 2014). Метапелиты встречаются как в гранулитовых комплексах, так и в ксенолитах, при чём в последних они более редки.

Ксенолиты гранулитов были изучены как в пределах кратонов, так и в межкратонных областях, однако наиболее примечательны и актуальны для данной работы ксенолиты архейской и палеопротерозойской коры кратонов. Их изучение раскрывает разнообразие нижнекоровых пород, коррелирующее с различным сейсмическим строением коры.

Нижнекоровые ксенолиты архейской части Балтийского щита (Фенноскандия) представлены преимущественно мафическими разностями (Kempton и др., 1995; Rudnick, Gao, 2014), образованными на глубинах 22-50 км и содержащими водные фазы (амфибол, биотит). Интересной особенностью ксенолитов является повсеместное наличие калиевых фаз, например, КПШ, роговой обманки и биотита. Формирование балтийских ксенолитов принято связывать с образованием палеопротерозойского андерплейта в процессе платобазальтового магматизма 2.4-

2.5 Ga. Впоследствии породы были подвергнуты калиевому метасоматозу и частичному плавлению 1.8 Ga (время наиболее активного внедрения гранитоидов в этой области).

Среди ксенолитов из кимберлитов Капваальского кратона в ЮАР количество мафических разностей меньше. Большинство нижнекоровых пород здесь представлены метапелитами и уникальными ультравысокотемпературными гранулитами (Schmitz, Bowring, 2003a; Schmitz, Bowring, 2003b). Ксенолиты содержат разнообразные признаки термальных преобразований, начавшихся с ультравысокотемпературного метаморфизма 2.7 Ga, и демонстрируют глубины формирования свыше 30 км. Причины малого количества мафического материала остаются неясными: отражает ли оно изначальные пропорции нижнекорового материала, или мафическая часть была утеряна в время формирования архейской коры?

Нижнекоровые ксенолиты из базальтов Ханнуоба в Китае, расположенных в центральной зоне Северо-Китайского кратона, демонстрируют многообразие составов от фельзических до мафических метамагматических гранулитов и метапелитов (Gao et al., 2000; Rudnick, Gao, 2014). Формирование пород ксенолитов происходило на глубинах 25-40 км при температурах 700-1000 °С, причём мафические разности показывают более высокие температуры. Сейсмические исследования раскрывают слоистое строение нижней коры в этом районе: верхний слой на глубинах 24-38 км составляют фельзические разности гранулитов и метаосадочных пород, а подстилающий слой на глубинах 38-42 км состоит из средних и мафических гранулитов, пироксенитов и перидотитов. Геохронологические данные по цирконам показывают, что мафические и средние по составу гранулиты Ханнуоба были сформированы 120-132 млн лет назад. В работе (Liu et al., 2001) авторы предполагают, что гранулиты были сформированы в ходе частичного плавления, вызванного меловым андерплейтингом.

Несколько нижнекоровых ксенолитов из провинции Сьюпериор в Канаде были описаны в работе (Heaman, Moser, 1997). По данным этой работы, фрагменты нижней коры расположены под зеленокаменным поясом Абитибиды, и не были эксгумированы в поднятии Капускасинаг. Высокобарный метаморфизм пород (Heaman, Moser, 1997) связывают с образованием базальтовых андерплейтов 2.4 млрд лет назад при открытии океана Матачиван.

Ксенолиты нижней коры, представленные фельзическими и мафическими гранулитами и имеющими возраст от архейского до протерозойского, также были описаны для кратона Слэйв в Канаде (Davis, 1997). Их формирование связывают с базальтовыми андерплейтингом фельзической архейской коры при образовании комплекса (роя) даек МакКензи 1.3 млрд лет назад.

Помимо изучения ксенолитов, ещё один способ изучения состава и строения глубинных частей коры – интерпретация сейсмических данных. Интерпретация осложняется вариациями температур и давлений и наличием или отсутствием летучих, трещин или минералогической

анизотропии. Минералогическая анизотропия проявлена в оливинах, силлиманите, слюдах и амфиболе, поэтому в областях скопления большого количества метаосадочных пород (например, в аккреционных призмах) необходимо с осторожностью относиться к получаемым скоростям сейсмических волн. Повышенный температурный градиент в изучаемой области также может занижать получаемые скорости волн вплоть до 0.3 км/с, что также необходимо учитывать при оценках состава средней и нижней коры по сейсмическим данным (Rudnick, Gao, 2014).

Сейсмические данные, полученные для пород нижней коры, меняются от региона к региону, однако средние скорости продольных волн, скорректированные по температуре и полученные для различных тектонических обстановок, составляют 6.9-7.2 км/с (Rudnick, Gao, 2014). Высокие значения скоростей продольных волн соответствуют данным о преобладании мафического состава среди пород нижней коры. Метапелиты высоких степеней метаморфизма, в которых кварц и полевошпат был утерян в процессе частичного плавления, также характеризуются высокими скоростями продольных волн, и могут быть представлены в нижней коре. Данные по нижнекоревым ксенолитам и измерения поверхностного теплового потока показывают, что содержание метапелитов в нижней коре не превышает 10% (Rudnick, Fountain, 1995). Мафические гранулиты и амфиболиты характеризуются скоростями от 7 до 7.3 км/с, в то время как средние скорости для нижней коры 6.9-7.0 км/с, что указывает на содержание средних и фельзических гранулитов до 30% от всего объема нижней коры.

Несмотря на многочисленные публикации, сегодняшние знания о веществе континентальной коры всё ещё ограничены количеством образцов пород и малым набором качественных данных о петрографии и термодинамических условиях образования нижнекоревых ксенолитов.

1.4. Строение Сибирского кратона.

Сибирский кратон простирается от озера Байкал на юге до Северного Ледовитого океана на 2500 км и от р. Енисей на западе до Охотского моря на востоке (рис. 1.4). Кратон преимущественно окружён складчатыми поясами фанерозоя, формировавшимися в процессе аккреции Пангеи в позднем палеозое и раннем мезозое (Rosen et al., 1994). Граница Мохо под Сибирским кратоном располагается на глубине 35-60 км, а мощность континентальной литосферы составляет 150-200 км в восточной части и 130-140 км в западной части (Rosen et al., 1994). Тепловой поток, проходящий через литосферы Сибирского кратона, низок и составляет 25-40 мВт/м². Стоит отметить, что обозначенные литосферные мощности значительно ниже, чем те, что были получены для Северо-Американского и Южно-Африканского кратонов.

Докембрийские, старше 1.65 млрд лет, части фундамента Сибирского кратона обнажаются на Алданском щите на юго-востоке, Анабарском щите на севере и на Енисейском крыже вдоль

юго-западной границы кратона. Также небольшие обнажения докембрийских пород обнаружены на Байкальском поднятии на западе озера Байкал, на Шарыжалгайском поднятии на западе от Иркутска и на Оленекском поднятии на юго-западе от моря Лаптевых. Таким образом, практически 25% всего докембрийского основания Сибирского кратона обнажено на поверхности (Rosen и др., 1994).

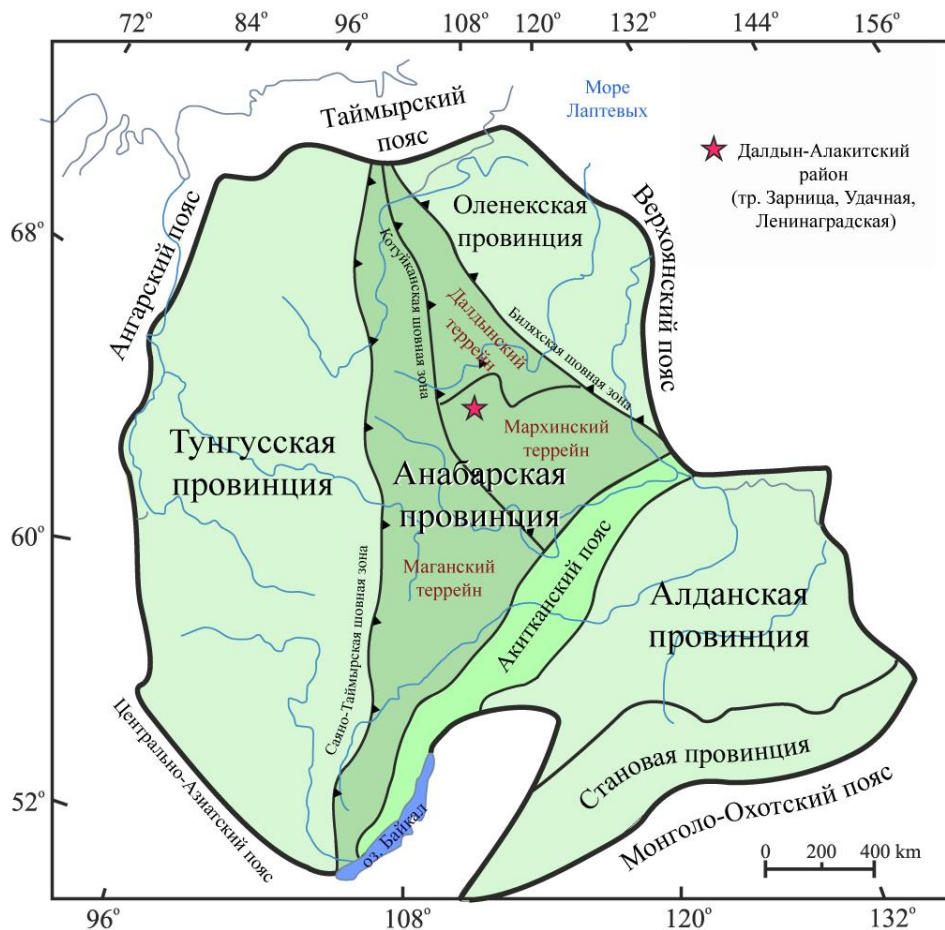


Рис. 1.4. Упрощённая схема Сибирского кратона, модифицированная из (Perchuk et al., 2021; Rosen et al., 2006). Толстыми линиями обозначены границы Сибирского кратона, тонкими – границы крупнейшей провинций, составляющих кратон и обозначенных разными цветами. Звёздочками показаны кимберлитовые поля: 1 – Куйокское (тр. Обнажённая); 2 – Мунское (тр. Новинка, Заполярная); 3 (красная звёздочка) – Далдынское (тр. Удачная, ленинградская, Зарница); 4 – Алакитское (тр. Комсомольская); 5 – Накынское (тр. Нюрбинская, Ботуобинская), 6 – Харамайское.

По данным о структурном строении кратона, магнитных аномалиях и типах пород фундамент Сибирского кратона делится на террейны, провинции и орогенные пояса (рис. 1.4). Террейны являются сегментами коры, отделёнными от остальных сегментов структурными

нарушениями, и демонстрирующими определённые ассоциации пород и общую тектоническую историю. Провинции объединяют в себе несколько террейнов, аккретированных в узком интервале времени. Орогенные пояса представляют из себя линейные террейны или провинции, подверженные одному и более периодам активной деформации. Для Сибирского кратона выделяются семь крупных провинций (рис. 1.4). На Алданском щите выделяются Алданская провинция на севере и Становая провинция - на юге. На Анабарском щите обнажаются три провинции: Анабарская, Оленекская и Маганская. Тунгуская провинция выходит на поверхность только на небольшом участке Шарыжалгайского поднятия, а Енисейская провинция – в Енисейском кряже юго-восточнее г. Красноярск.

Анабарская провинция включается в себя Далдынский, Мархинский и Маганский террейны. Кимберлитовые трубки Удачная и Зарница расположены в северо-западной части Мархинского террейна в Далдын-Алакитском кимберлитовом поле вместе с трубкой Ленинградская (рис. 1.4). Мархинский террейн не обнажён на поверхности (Rosen и др., 1994), поэтому все данные о его строении основываются на изучении ксенолитов, транспортируемых кимберлитовыми магмами, и на профилях сейсмических волн.

1.5. Ксенолиты гранулитов из трубки Удачная

Кимберлитовые магмы трубки Удачная транспортировали к поверхности Земли большое количество слабоизменённых коровых ксенолитов, что делает её прекрасным источником данных о строении и эволюции архейской коры Сибирского кратона. Транспортированные ксенолиты демонстрируют большое разнообразие составов от фельзитических до мафических и разнообразные глубины формирования. Мафические коровые ксенолиты были изучены в ряде работ (Шацкий и др., 2005; Koreshkova и др., 2009, 2011; Moyn и др., 2017; Shatsky и др., 2016, 2019), в которых обсуждался протолит гранулитов, тектоно-магматические события, связанные с их формированием, и P-T оценки, полученные с помощью геотермобарометрии.

В работе В.С. Шацкого с соавторами (Шацкий и др., 2005) описаны гранатовые гранулиты с парагенезисом $Grt + Crx + Pl \pm Opx \pm Amp \pm Scp \pm Rt \pm Ap \pm Zrn \pm Ky \pm Ilm \pm Bt$, двупироксеновые гранулиты - $Crx + Opx \pm Pl \pm Amp \pm Rt \pm Ap \pm Zrn \pm Ilm \pm Bt$, амфиболиты – $Amp + Pl \pm Crx \pm Grt \pm Bt \pm Ilm \pm Ap$, плагиогнейсы – $Pl + Qtz \pm Opx \pm Kfs \pm Bt \pm Amp \pm Ilm$ и эндербиты $Pl + Opx + Qtz$. Среди ксенолитов 51% составляют гранатовые гранулиты, 10% двупироксеновые гранулиты, 10% амфиболиты, 30% плагиогнейсы. В ксенолитах наблюдаются каймы гранатов вокруг ильменитов и каймы клинопироксена вокруг зёрен ортопироксена, интерпретируемых как результат реакции эклогитизации. В клинопироксенах были отмечены ламели ортопироксена, включения ильменита, гематита, шпинели и игольчатые выделения рутила. Ламели ортопироксена были изучены методом просвечивающей электронной

микроскопии: результаты показали наличие инвертированного пижонита в ламелях, что может свидетельствовать о кристаллизации ядер клинопироксенов при температурах выше 1000 °С (Шацкий и др., 2005). Амфибол был описан как равновесный с клинопироксеном и в виде включений в зёрнах граната.

По химическому составу гранаты из ксенолитов (Шацкий и др., 2005) показывают широкий разброс составов и содержат 23-52 мол. % альмандина, 36-52 мол. % пиропы и 15-65 мол. % гросуляра. Клинопироксены представлены диопсид-геденбергитовым рядом с 8-14 мол. % жадеита. Плагноклазы представлены андезинами и содержат 2 – 5 мол. % ортоклаза.

В.С. Шацкий и др. (2005) для оценки P-T параметров использовали минеральные равновесия с участием Grt, Cpx, Opx, Amp и Pl – термометры (Ai, 1994; Ellis, Green, 1979; Harley, 1984; Mukhopadhyay, 1991; Ravna, 2000; Wells, 1977). Для гранатовых гранулитов были получены температуры 700-850 °С, для двупироксеновых гранулитов - 750-850 °С, для амфиболитов – 600-690 °С. Оценки давлений для гранатовых гранулитов составили 9-13 кбар, для двупироксеновых гранулитов – 8.5 – 10 кбар, для амфиболитов – 8 кбар.

Минералогия и петрография 22 мафических ксенолитов из трубки Удачная также описаны М.Ю. Корешковой с соавторами (Korshkova и др., 2011). Изученные в этой работе ксенолиты представлены двупироксеновыми гранатовыми гранулитами и гранатовыми гранулитами без ортопироксена, два образца представляют собой амфиболитизированные гранатовые гранулиты. В качестве аксессуарных минералов были описаны КПШ, кварц, скаполит, ильменит, рутил, сульфиды, апатит, циркон и бадделит. Гранаты в описанных ксенолитах содержат большое количество включений всех фаз, ортопироксен окружён каймами клинопироксена. Рутил встречается вместе с ильменитом и часто окружён ильменитовыми каймами. Вторичные изменения в образцах ксенолитов проявлены в виде тонких трещин, заполненных карбонатом и серпентином.

Гранаты в образцах ксенолитов (Korshkova и др., 2011) содержат 23-44 мол. % пиропы и 16-20 мол. % гросуляра и демонстрируют зональность с увеличением содержания CaO и снижением содержания MgO и #Mg от ядра к кайме. Клинопироксены описаны как Na-Al-диопсиды или Al-диопсиды, содержащие 0.9-2.1 мас. % Na₂O и 3.1-6.7 мас. % Al₂O₃. Зональность клинопироксенов проявлена в снижении содержания Al₂O₃ и возрастании #Mg от ядра к каймам. Составы клинопироксенов из включений в гранатах по составам соответствуют каймам матричных клинопироксенов. Плагноклазы по химическому составу являются андезинами. Ортопироксены содержат 0.9-2.9 мас. % Al₂O₃ и характеризуются магнезиальностями 0.54-0.69.

Для определения P-T параметров (Korshkova и др., 2011) использовались Grt-Cpx термобарометрию (Ai, 1994; Ravna, 2000), Grt-Pl-Cpx-Qtz геобарометр (Newton, Perkins, 1982), Grt-Opx геобарометр (Nickel, Green, 1985; Taylor, 1998) и амфиболовый геобарометр (Anderson,

Smith, 1995). Для геотермобарометрии были использованы средние составы кайм и ядер. P-T оценки для ядер составили 710-890 °C и 0.9-1.2 ГПа, для кайм – 610-720 °C и 0.7-1.1 ГПа. Наименьшие значения температуры и давления были получены для амфиболизированных гранулитов.

Нижнекоровые ксенолиты также кратко описаны в работе Ж.Ф. Мойена с соавторами (Moyen et al., 2017) как мафические гранулиты с парагенезисом Pl + Grt + Opx + Crx и содержащие от 44 до 54 мас. % SiO₂.

В двух упомянутых выше работах (Шацкий и др., 2005; Koreshkova et al., 2011) также приведены спектры распределения рассеянных элементов в ксенолитах. В обеих работах отмечено обогащение гранулитов LREE и обеднение по Th, U и другим крупными литофильным элементам. (Шацкий и др., 2005) также отмечают наличие отрицательных аномалий титана, тантала, ниобия, циркония, гафния и положительных аномалий стронция и бария. Небольшая группа ксенолитов, наиболее обогащённая Al₂O₃, демонстрировала положительные Eu аномалии и резкое обеднение HREE по сравнению с другими гранатовыми гранулитами. Авторы интерпретируют эти отличия как свидетельства кумулятивной природы гранулитов (Шацкий и др., 2005).

Впервые возраст ксенолитов из трубки Удачная был определён Sm-Nd методом по клинопироксенам и гранатам как 1756 млн лет (Неймарк и др., 1992). В исследовании (Шацкий и др., 2005) отмечается невозможность получить Sm-Nd изохрону для гранатовых гранулитов, что объясняется как отсутствием изотопного равновесия в процессе охлаждения из-за разных возраст закрытия Sm-Nd систем минералов или нарушение равновесия последующими термальными воздействиями. Модельные возраста ксенолитов в этой работе определены как 2.97-2.75 млрд лет. Шацкий В.С. с соавторами (Шацкий и др., 2005) указывают на два возраста метаморфизма 2.7 и 1.95 млрд лет, первый из которых связан, по его мнению, с внедрением базальтовых расплавов в нижнюю часть земной коры. В работах (Неймарк и др., 1992) и (Rosen и др., 2006) модельные Sm-Nd возраста определены как 2.5-3.1 млрд лет.

Корешкова М.Ю. с соавторами (Koreshkova и др., 2006) приводят данные U-Pb датирования цирконов из коровых ксенолитов. Возраст кайм цирконов, уравновешенных с гранатом, был определён как 1.81-1.83 млн лет, что отвечает возрасту палеопротерозойского гранулитового метаморфизма. Авторы также отмечают, что ядра цирконов имеют магматическое происхождение, о чём свидетельствует ритмичная зональность ядер и высокие значения Th/U=0.18-1.06. Молодые Sm-Nd возраста из работы (Неймарк и др., 1992) по мнению авторов, показывают время закрытия системы во время охлаждения. В более поздней работе (Koreshkova и др., 2009) авторы уточняют, что по U-Pb данным в цирконах главный эпизод гранулитового метаморфизма имел место 1.8-1.83 млрд лет назад, что соответствует также возрасту

формирования микроклиновых гранитов в Котуйканской шовной зоне. Этому событию предшествуют два более ранних – 1.90-1.87 и 1.94 млрд лет.

В работах (Moyen и др., 2017) и (Shatsky и др., 2016; Shatsky и др., 2018; Shatsky и др., 2019) обсуждается вопрос интерпретации полученных ранее данных и новых оценок Hf модельных возрастов для ксенолитов из тр. Удачная. Мойен с соавторами (Moyen и др., 2017) отмечают, что Сибирский кратон формируется в течение мезоархея, причём формирование северной части происходит раньше (2.8 млрд лет), чем центральной и южной (2.0 млрд лет). Верхняя кора Сибирского кратона по (Moyen и др., 2017) обладает архейским возрастом, в то время как нижняя кора и субконтинентальная мантия были сформированы в палеопротерозое на границе кора-мантия в процессе замещения и переработки архейской нижней коры. Шацкий В.С. с соавторами (Shatsky и др., 2019) заключают, что по Hf изотопным данным цирконов и Nd изотопным данным валового состава ксенолитов термальные события 2.9-2.8, 2.6, 2.4, 1.97 и 1.8 млрд лет назад оказывали значительное влияние на материал нижней коры и состав изученных цирконов. Поступление нового материала для формирования нижнекоровых пород происходило как в архейское, так и в палеопротерозойское время.

Таким образом, для гранулитов из ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная были описаны основные особенности петрографии пород, химические составы минералов, методом классической термобарометрии определены параметры метаморфизма: 650-890°C и 7.5-13 кбар. Также Sm-Nd, Lu-Hf, U-Pb изотопными методами получены палеопротерозойские возраста гранулитового метаморфизма (~ 1.9 млрд лет) и неоархейские возраста формирования нижней коры Сибирского кратона (3.1 – 2.5 млрд лет).

1.6. Ксенолиты гранулитов из трубки Зарница

Кимберлитовая трубка Зарница расположена в Далдын-Алакситском кимберлитовом поле Анабарской провинции Сибирского кратона, в пределах Мархинского террейна (Моор, Соболев, 1957; Сарсадских, Попугаева, 1955) (рис. 1.4). Ксенолиты в кимберлитах трубки Зарница впервые упоминаются в ещё в 1959 году (Smirnov, 1959), но подробные петрологические исследования проведены только по трём образцам мафических ксенолитов: гранатовому гранулиту с высоким содержанием Na₂O+K₂O 6 мас.% (Shatsky и др., 2019), двупироксеновому гранатовому гранулиту с рутилом и биотитом (Grt + Crx + Opx + Pl + Kfs + Bt + Rt) и гранатовому гранулиту с амфиболом и рутилом (Grt + Crx + Pl + Kfs + Amp + Rt) (Shatsky и др., 2022a). Близкие к гранулитам по минеральному и химическому составу породы - высокоалюминиевые Ky-Pl-Grt-Crx гранофельсы из трубки Зарница - были описаны З.В. Специусом (Spetsius, 2004). В этих породах наблюдаются клинопироксен-кианитовые игольчатые кристаллы, впервые отмеченные А.П. Бобриевичем (Бобриевич и др., 1959). З.В. Специус с соавторами интерпретируют эти

срастания клинопироксена и кианита как отображение переходной стадии от гранулитового к эклогитовому парагенезису.

U-Pb датирование циркона из ксенолитов трубки Зарница раскрыло U-Pb конкордантные возраста от 3.1 до 1.8 млрд. лет. Модельные Hf возраста ксенолитов варьируют от 4.17 до 2.37 млрд. лет (Шацкий и др., 2023; Shatsky и др., 2019; Shatsky и др., 2022a). В.С. Шацкий с соавторами (Shatsky и др., 2019) оценили P-T параметры формирования двух гранулитов с помощью Grt-Opx и Grt-Cpx термобарометрии (Ellis, Green, 1979; Powell, 1985; Ravna, 2000). Полученные температуры для гранат-двупироксенового гранулита составили 595-697°C, для гранат-клинопироксенового гранулита – 720-880°C. Давление было примерно оценено по стабильным парагенезисам ксенолитов как 0.6-1.0 ГПа.

Глава 2. Методы исследования

2.1. Электронно-зондовый микроанализ

Химические составы минералов были проанализированы с помощью электронно-зондового микроанализа с использованием энерго-дисперсионного спектрометра X-Maxn-50 (Oxford Instruments Ltd., Великобритания), установленного на сканирующем электронном микроскопе JSM-IT500 (Jeol Ltd., Япония) с вольфрамовым термоэмиссионным катодом и оборудованным детекторами INCA – Energy 350 EDS и INCA Wave 500 WDS (Oxford Instruments Ltd., Великобритания) в Лаборатории локального исследования вещества кафедры петрологии и вулканологии Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Анализы выполнены при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока 0.7 нА. При скорости обработки 14 тыс. имп./сек, продолжительность измерения составляла 100 секунд, а величина «мёртвого» времени – около 25 %.

Пересчёты кристаллохимических формул минералов осуществлялись методом баланса зарядов. При пересчете электронно-зондовых микроанализов на кристаллохимические формулы количество Fe^{3+} в клинопироксене рассчитывалось по (Lindsley, 1983), в гранате и ортопироксене – методом баланса зарядов, в амфиболах – по (Leake et al., 2003).

2.2. Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (LA-ICP MS)

Содержания редких и рассеянных элементов определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в Лаборатории петрологии, геохимии и геодинамики Новосибирского государственного университета (аналитик А.А. Денисенко).

2.3. Мёссбауэровская спектроскопия

Кристаллы клинопироксена из трёх образцов ксенолитов (Ud01-300, Ud79-27 и Ud01-127) были извлечены вручную с использованием бинокля. Анализ отобранного материала с помощью рентгеновской порошковой дифрактометрии показал наличие наряду с клинопироксеном небольших количеств плагиоклаза, граната и ильменита. Эти данные были использованы далее для корректной интерпретации мёссбауэровских спектров.

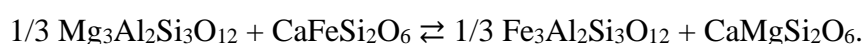
Для измерений порошковые пробы навески 150–200 мг запрессовывались в таблетки диаметром 18 мм, в которых в качестве связующей массы использовался парафин. Мёссбауэровские спектры при комнатной температуре были получены в ИЭМ РАН (г. Черноголовка) на спектрометре MS-1104Em (производитель Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону) с источником ^{57}Co в матрице из родия. В качестве стандарта использовалось α -Fe. Разложение спектров выполнялось с использованием программы Univem MS, поставляемой в комплекте с указанным спектрометром.

2.4. КР-спектроскопия

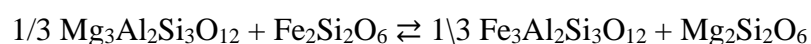
Спектры комбинационного рассеяния ламеллей в клинопироксене и кианита были получены методом КР-спектроскопии с использованием КР-микроскопа Horiba Xploa на Кафедре петрологии и вулканологии Геологического факультета МГУ им М.В. Ломоносова (аналитик В.Д. Щербаков).

2.5. Минералогическая геотермометрия и геобарометрия

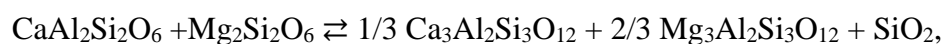
Для определения P-T условий использовались гранат-клинопироксеновый геотермометр (Ai, 1994; Ellis, Green, 1979; Ravna, 2000), основанный на обменном равновесии:



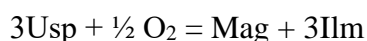
гранат-ортопироксеновый геотермометр (Harley, 1984), который базируется на обменном равновесии:



и гранат-плаггиоклаз-клинопироксен(ортопироксен)-кварцевый геобарометр (Newton, Perkins, 1982), основанный на смещенных равновесиях:



Для определения T и $f\text{O}_2$ был применён окситермометр (Andersen, Lindsley, 1985), имплементированный в Excel программу ILMAT (Lepage, 2003), основанный на равновесии магнетита и ильменита:



2.6. Моделирование фазовых равновесий в комплексе программ Perple_X

Для осуществления моделирования фазовых равновесий в рамках диссертации использовался комплекс программ Perple_X (Connolly, 2005). Программа написана на высокоуровневом языке программирования Fortran77 и предназначена для расчёта и построения фазовых диаграмм, а также для расчёта фазовых равновесий и термодинамических параметров. Принцип работы программы основан на псевдолинейной минимизации энергии Гиббса для расчёта устойчивых парагенезисов при заданном валовом составе системы, составе и фугитивности компонентов флюидов и т.д.

Для применения метода моделирования фазовых равновесий в Perple_X был произведён расчёт эффективных составов ксенолитов для каждого образца. Этот расчёт можно разделить на несколько основных этапов:

1. Определение площадных соотношений минералов (в пикселях) по изображению шлифа в обратно-рассеянных электронах в программе Corel PHOTO-PAINT с применением функции цветowych масок.

2. Вычисление массовой доли каждого минерала (m_j , %) с учётом площадных соотношений минералов в шлифе по формуле:

$$m_j \% = s_j \% * \rho_j,$$

где j – минерал, ρ_j – плотность минерала, s_j % - относительное площадное содержание минерала в шлифе.

3. Вычисление массовой доли основных петрогенных компонентов k по их содержаниям в каждом минерале и их суммирование для получения содержаний в эффективном составе гранулита m_k выполнялось по следующей формуле:

$$m_k = \sum_j m_j \% * k_j \text{ (вес. \%)},$$

где k_j (вес. %) – это массовая доля компонента k в минерале j , полученная электронно-зондовым микроанализатором, m_j % - массовая доля минерала j , вычисленная в шаге 2.

Рассчитанные эффективные составы были использованы для построения P-T и T- f_{O_2} фазовых диаграмм для ксенолитов. Подробности методики моделирования для каждого конкретного случая раскрыты в главе 5.

Глава 3. Петрография гранулитов

3.1. Ксенолиты из трубки Удачная

Для изучения из коллекции В.С Шацкого и В.Г. Мальковца были выбраны шесть шлифов наиболее свежих образцов ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная. В ксенолитах присутствует малое количество вторичных преобразований, связанных с транспортировкой образцов кимберлитовыми магмами. Гранулиты сложены парагенезисом $\text{Cpx} + \text{Grt} + \text{Pl} \pm \text{Opx} \pm \text{Amp} \pm \text{Scp}$. Скаполит обнаружен только в образце OSYB14. В акцессорных количествах в породах содержится ильменит с ламелями титаномагнетита, апатит, сульфиды Fe-Cu-Ni. Минеральные ассоциации и пропорции минералов рассчитаны с помощью графической программы Corel PHOTO-PAINT по фотографиям шлифов в обратно-рассеянных электронах и приведены в Таблице 3.1.

Таблица 3.1. Модальные содержания минералов в ксенолитах из трубок Удачная.

Образец	Cpx	Grt	Pl	Opx	Qtz	Amp	Scp	Ilm	Rt	сульфиды	Ap
OSYB9	39	25	35			<1		3		<1	<1
OSYB14	31	24	27	<1		12	5	1	<1	<1	<1
Ud79-24	34	16	40	8		<1		2		<1	
Ud79-27	43	18	37			<1		2	<1	<1	
Ud01-127	33	20	44		<1	<1		3		<1	
Ud01-300	39	29	30			<1		2	<1	<1	

Все изученные образцы характеризуются массивной текстурой и среднезернистой гранобластовой структурой с равномерным распределением минералов по площади шлифа. Исключением является образец Ud79-24, в котором в двупироксен-плагиоклазовом матрикесе выделяются содержащие гранат и безгранатовые участки. В образце OSYB14 скаполит и амфибол находятся в равновесных сростаниях с минералами основного парагенезиса Cpx-Grt-Pl.

Вторичные изменения во всех ксенолитах связаны с взаимодействием транспортирующих кимберлитовых магм и проявляются в виде прожилков, выполненных флогопиом, карбонатом и серпентином. Прожилки обычно располагаются по границам зёрен и преимущественно окружают зёрна граната, однако иногда жилы пересекают зёрна плагиоклаза и, реже, других породообразующих минералов. В образце OSYB14 прожилки нередко расширяются, образуя области до 1 мм, полностью заполненные вторичными минералами.

Подробное описание образцов дано далее.

Клинопироксены из всех образцов содержат ламели ильменита и пироксена в ядрах зёрен. Ламели в клинопироксенах из образцов UD01-300 и UD79-24 были изучены методом КР-спектроскопии (аналитик В.Д. Щербаков). Полученные спектры представлены на рис. 3.1. Спектры вмещающего пироксена и ламелей подобны, однако имеют систематические повторяющиеся (от ламели к ламели) различия. В спектре ламелей колебания на ~ 1000 см^{-1} хорошо описывается двумя гауссианами с центрами на 995 и 1006 см^{-1} , колебания ~ 670 см^{-1} также имеет тенденцию к раздвоению (центры 669 и 664 см^{-1}). У «трезубца» в диапазоне 300-400 см^{-1} значительно падает интенсивность среднего колебания. Медианные значения главных пиков ламелей и вмещающего пироксена систематически различаются, что говорит о том, что полученные спектры ламелей являются собственными и существенно не являются результатом возбуждения окружающего зерна пироксена. Раздвоение пиков описано (Tribaudino и др., 2012), как переход от структуры авгита к структуре пижонита. У природных пижонитов разница положений двойных пиков обычно несколько больше, чем в наблюдаемых спектрах. Таким образом, ламели вероятнее всего представлены низко-кальциевым пироксеном со структурой $P2_1/b$. В.С. Шацкий и др. (2005) отмечают, что подобные ламели в клинопироксенах из мафических гранулитов по данным просвечивающей микроскопии содержат инвертированный пижонит, который может свидетельствовать о температурах формирования ядер выше 1000°C.

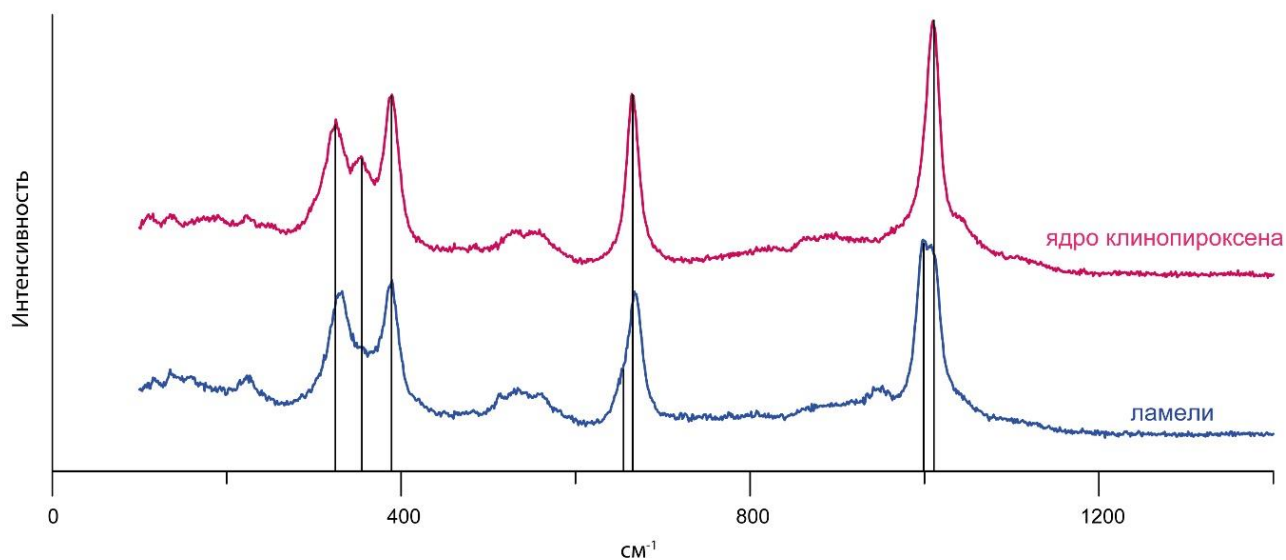


Рис 3.1. Спектры комбинационного рассеяния, полученные для вмещающего ламели клинопироксена (малиновая линия) и для ламелей (синяя линия). Подробное описание спектров дано в тексте.

Гранат-плагиоклаз-клинопироксеновый гранофельс (OSYB9).

Гранулит обладает крупнозернистой (размеры зёрен 1-3 мм) гомеобластовой, гранобластовой структурой, которую образуют зёрна граната, клинопироксена и плагиоклаза.

Текстура породы массивная. По границам зёрен наблюдаются вторичные изменения, в составе которых отмечены шпинелиды, слюды (включая флогопит), хлорапатит и рудные минералы (титаномагнетит, ильменит).

Клинопироксен образует светло-зелёные субидiomорфные зёрна (0.5-1.5 мм) и встречается как в матрикса породы, так и во включениях в гранате (рис. 3.3а,б). Клинопироксены матрикса содержат гомогенные ядра с ламелями низко-Са пироксена и ильменита и зональные каймы шириной около 300 мкм без ламелей (рис. 3.3б,в). В некоторых зёрнах матричных клинопироксенов наблюдаются участки преобразований, связанных с воздействием кимберлитовой магмы (рис. 3.3б). Клинопироксены из включений в гранате не содержат ламелей в ядрах.

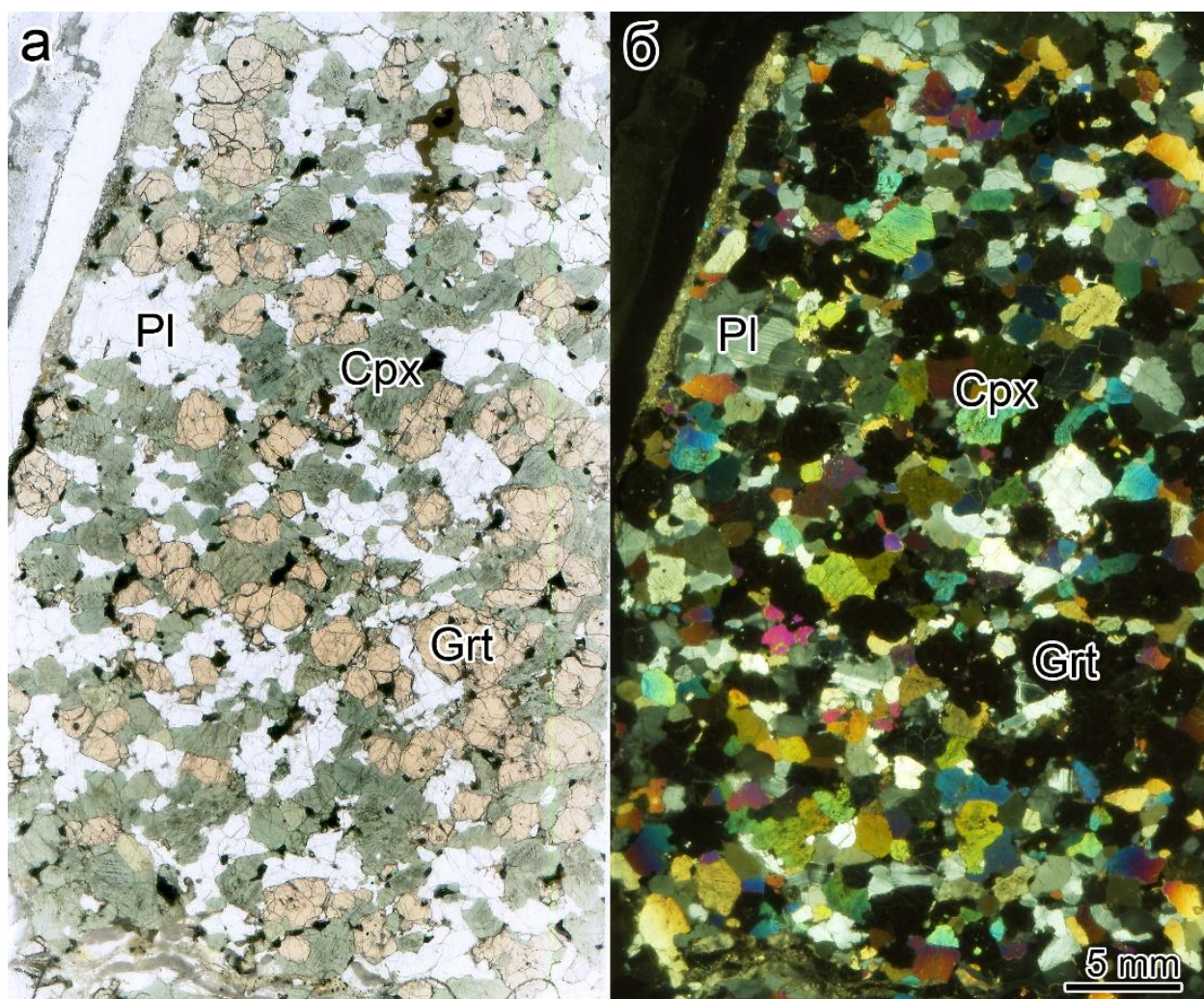


Рис. 3.2. Скан поверхности шлифа гранат-плагиоклаз-клинопироксенового гранофельса (OSYB9) в проходящем свете (а) и в поляризованном свете (б).

Гранаты формируют полупрозрачные бледно-розовые субидiomорфные изометричные (рис. 3.3а) кристаллы (0.5 – 1.5 мм), содержащие включения клинопироксена, апатита, ильменита и, реже, плагиоклаза.

Плагиоклазы представлены прозрачными бесцветными идиоморфными кристаллами (0.5 -1.0 мм). По границам некоторых зёрен плагиоклаза и внутри трещин формируется вторичный КПШ (рис. 3.3б).

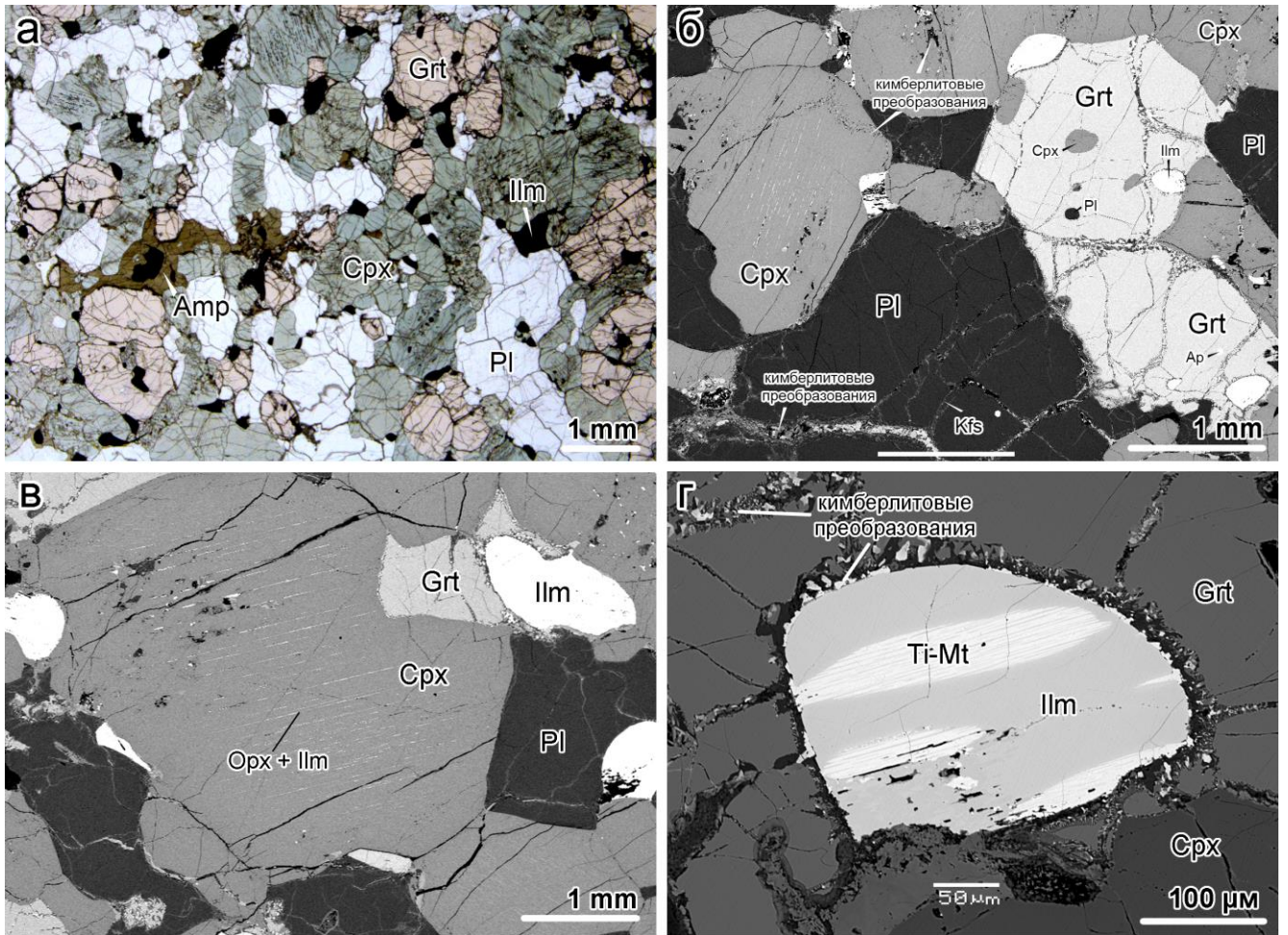


Рис. 3.3. (а) Гранобластовая структура гранулита, сложенная парагенезисом Cpx-Grt-Pl. (б) Включения клинопироксена, ильменита, апатита в зерне граната. Прожилки кимберлитовых преобразований. (в) Ламели в матричных зёрнах клинопироксена. (г) Ламели титаномagnetита в зерне ильменита. Фотографии образца OSYB9 (а) в проходящем свете и (б-г) в обратно-рассеянных электронах (BSE).

Амфибол формирует болотно-зелёные ксеноморфные кристаллы (0.5 – 1.0 мм), развивающиеся на границе с клинопироксеном и ильменитом.

Апатит проявлен в виде субидiomорфных и идиоморфных зёрен во включениях в гранате.

Ильменит встречается в виде субидоморфных зёрен (0.1- 0.5 мм) матрице породы и во включениях в гранате и содержит ламели Ti-магнетита (рис. 3.3г).

Амфибол-гранат-плагноклаз-клинопироксеновый гранофельс со скаполитом (OSYB14).

Гранулит OSYB14 обладает крупнозернистой гомеобластовой, гранобластовой структурой и массивной текстурой (рис. 3.4). Порода сложена парагенезисом Grt-Pl-Cpx-Amph-Scp и содержит ильменит, апатит, рутил и биотит в акцессорных количествах.

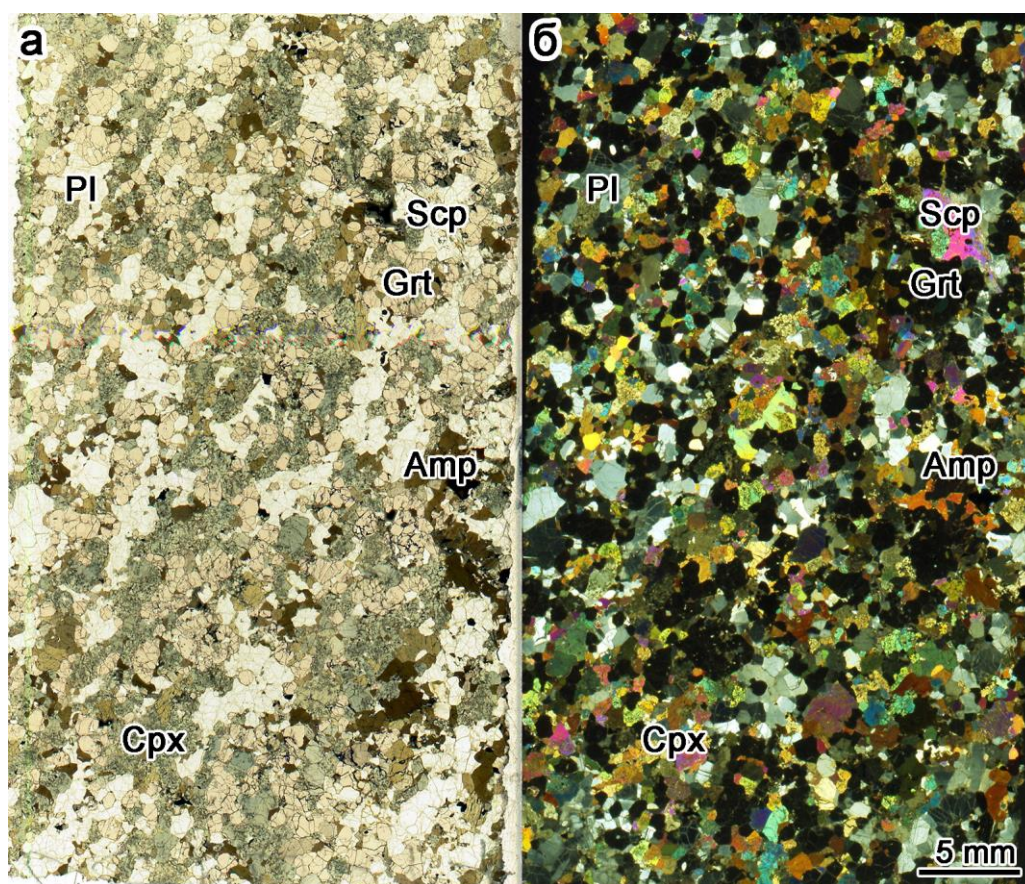


Рис. 3.4. Скан поверхности шлифа OSYB14 (а) в проходящем свете и (б) в поляризованном свете.

Клинопироксен представлен светло-зелёными субидоморфными зёрнами (1-3 мм) в матрице и во включениях в гранате.

Зёрна матричного клинопироксена наиболее изменены по сравнению с остальными породообразующими минералами (рис. 3.5а,б): внутри зёрен наблюдаются многочисленные очаги кимберлитовых преобразований – пятна и жилы, выполненные зёрнами апатита, флогопита, серпентина и кальцита. Наиболее сохранившиеся зёрна клинопироксенов содержат в ядрах ламели, выполненные низко-Са пироксеном и ильменитом.

Крупные зёрна клинопироксенов во включениях в гранате (> 0.5 мм) также содержат в ядрах ламели (рис. 3.3в), в то время как в мелких (< 0.5 мм) включениях ламели отсутствуют.

Гранат образует крупные полупрозрачные светло-розовые идиоморфные изометричные зёрна (1-5 мм). Гранаты содержат значительное количество минеральных включений с апатитом, ильменитом, скаполитом, клинопироксеном и амфиболом. Гранат наименее изменён среди всех породообразующих минералов. Трещины в зёрнах граната выполнены тонкозернистыми агрегатами вторичных минералов (флогопит, антигорит, кальцит, КПШ).

Плагиоклаз представлен бесцветными идиоморфными и субидиоморфными зёрнами (1-5 мм). Вторичный КПШ часто формируется по границам и трещинам зёрен плагиоклаза.

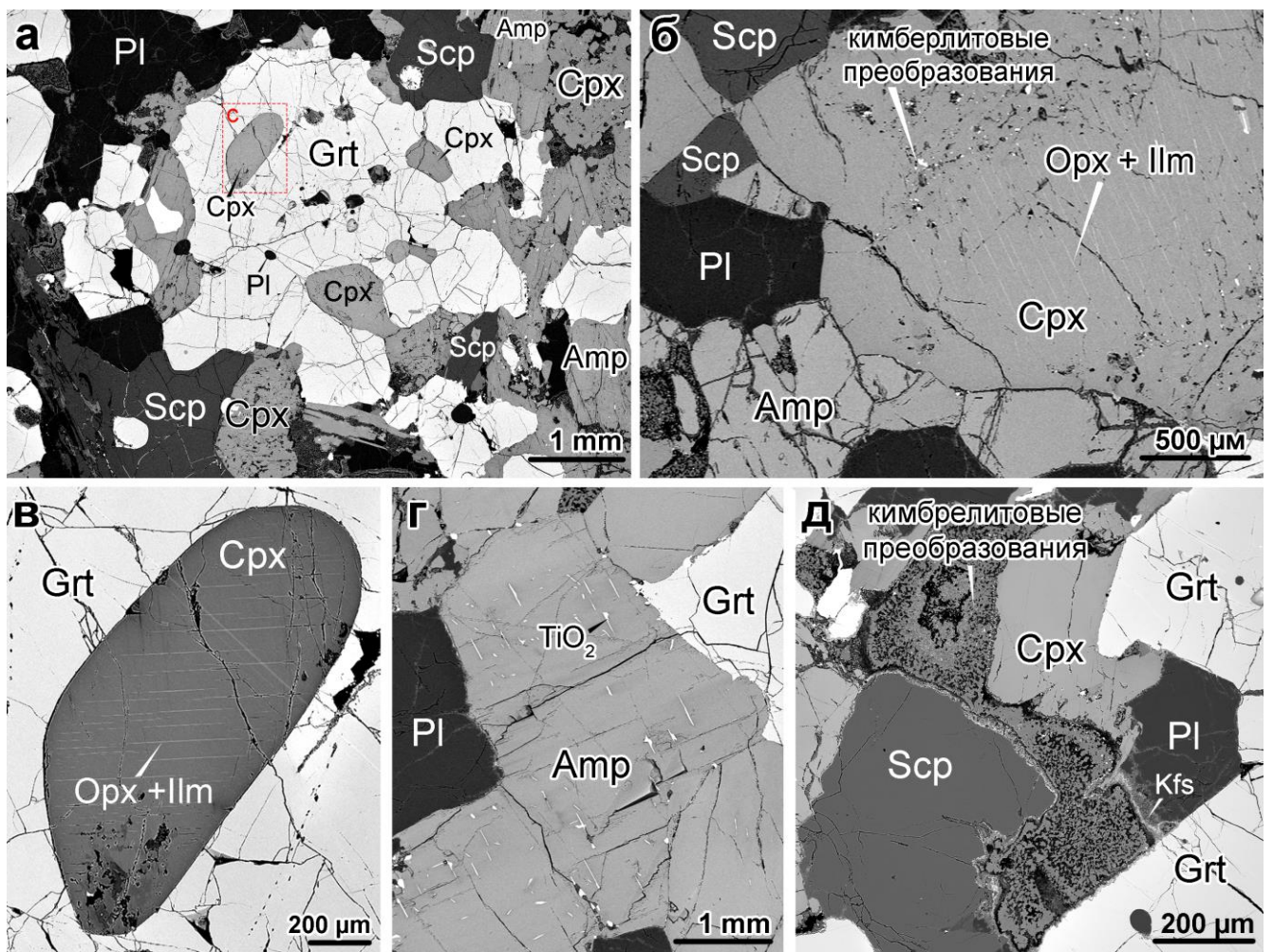


Рис. 3.5. (а) Включения клинопироксена в зерне граната. (б) Ламели в ядре матричного клинопироксена. (в) Ламели в ядре включения клинопироксена в гранате. (г) Зерно амфибола с игольчатыми включениями рутила. (д) Области раздува прожилков кимберлитовых преобразований ксенолитов. Фотографии образца OSYB14 в обратно-рассеянных электронах (BSE).

Амфибол образует субидiomорфные удлинённые и изометричные кристаллы (2-5 мм), проявляющие плеохроизм от буро-зелёных до светло-коричневых окрасок. Матричные амфиболы, в отличие от амфиболов из включений в гранате, содержат разноориентированные игольчатые вроски рутила (рис. 3.3г).

Скаполит представлен прозрачными идиоморфными и субидiomорфными изометричными зёрнами (1-2 мм) и встречается как в матриксе гранулита, так и во включениях в гранате (рис. 3.3а,б).

Ортопироксен найден в виде нескольких свето-зелёных идиоморфных изометричных зёрен (1-1.5 мм), содержащих редкие игольчатые включения ильменита.

Биотит представлен тёмно-бурыми удлинёнными пластинчатыми кристаллами (0.5-1.5 мм), развивающимися вблизи амфибола.

Апатит проявлен в виде субидiomорфных и идиоморфных зёрен во включениях в гранате.

Ильменит встречен в матриксе породы и во включениях в гранате и содержит ламели Тi-магнетита. На границе ильменита с прожилками вторичных минералов наблюдаются тонкие каймы новообразованного Тi-магнетита.

Гранат-плагноклаз-клинопироксеновый гранофельс (UD01-300).

Гранулит обладает крупнозернистой гранобластовой, геомеобластовой структурой и массивной текстурой (рис. 3.6). Гранофельс сложен парагенезисом Grt-Pl-Cpx, в качестве аксессуарных минералов присутствует апатит, ильменит, сульфиды и шриланкит.

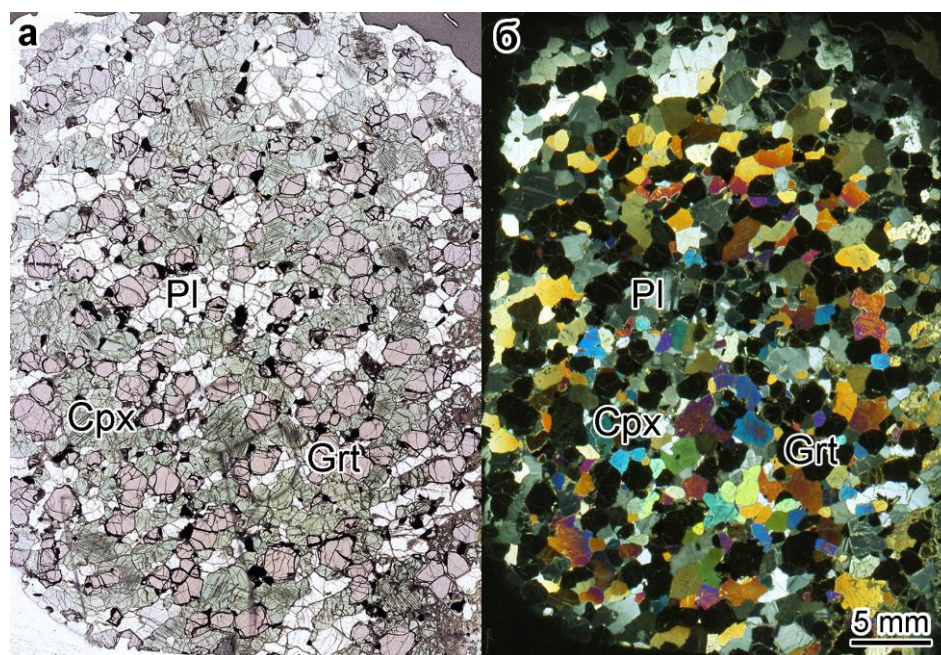


Рис. 3.6. Скан поверхности шлифа UD01-300: (а) в проходящем свете и (б) в поляризованном свете.

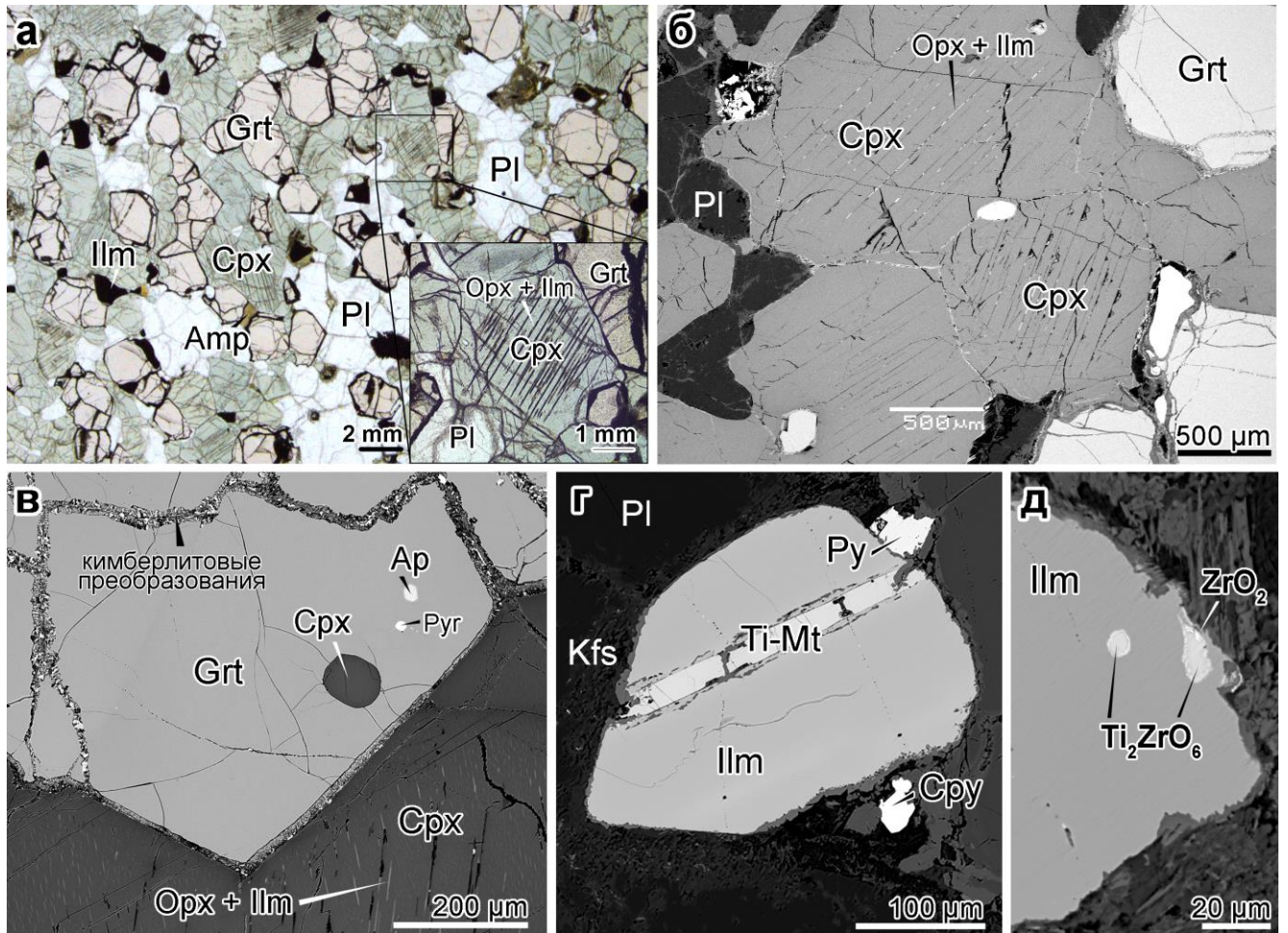


Рис. 3.7. (а) Гранобластовая структура гранулиты, сложенная парагенезисом Grt-Cpx-Pl. На врезке: ламели в ядрах клинопироксена. (б) Ламели в ядрах матричных клинопироксенов. (в) Включения клинопироксена, апатита и пирита в зерне граната. (г) Ламели титано-магнетита в зерне ильменита. (д) Выделения бадделеита и шриланкита в зерне ильменита. Фотографии образца UD01-300 (а) в проходящем свете и (б-д) в обратно-рассеянных электронах (BSE).

Клинопироксены представлены полупрозрачными бледно-зелёными субидiomорфными зёрнами (0.5 – 1.5 мм) в матрике породы и во включениях в гранатах (до 0.4 мм) (рис. 3.7а,б,в).

Матричные клинопироксены содержат в ядрах ламелли ильменита и низко-Са пироксена (рис. 3.7б). Каймы клинопироксенов составляют около 15 об.% зерна клинопироксена (до 300 μm в ширину) и не содержат ламеллей. Клинопироксены из включений в гранате также не содержат ламеллей в ядрах.

Гранат формирует полупрозрачные бледно-розовые субидiomорфные изометричные зёрна (0.5 – 1.5 мм). Зёрна граната содержат включения клинопироксена, апатита, ильменита и сульфидов Cu и Ni (рис. 3.7в).

Плагиоклазы формируют прозрачные бесцветные субидiomорфные зёрна (0.5 – 1.5 мм), замещённые по трещинам и границам калиевым полевым шпатом.

Апатит формирует субидиоморфные и идиоморфные зёрна и встречается только во включениях в гранате. *Ильменит* образует субидоморфные зёрна (0.1- 0.5 мм), содержащие ламели титаномагнетита (рис. 3.7г). Ильменит встречается в матрице породы и в виде включений в гранате.

Сульфиды найдены во включениях в гранате (размерами около 10 мкм).

Шриланкит $ZrTi_2O_6$ образует ксеноморфный удлинённый кристалл размером около 20 мкм в кайме ильменита. С зерном шриланкита ассоциирует игольчатый кристалл бадделеита ZrO_2 (рис. 3.7д).

Гранат-плагноклаз-клинопироксеновый гранофельс (UD79-27).

Порода обладает крупнозернистой гранобластовой, гомеобластовой структурой и массивной текстурой (рис. 3.8). Гранулит сложен парагенезисом Grt-Cpx-Pl и содержит акцессорные количества амфибола, апатита, ильменита и пирротина.

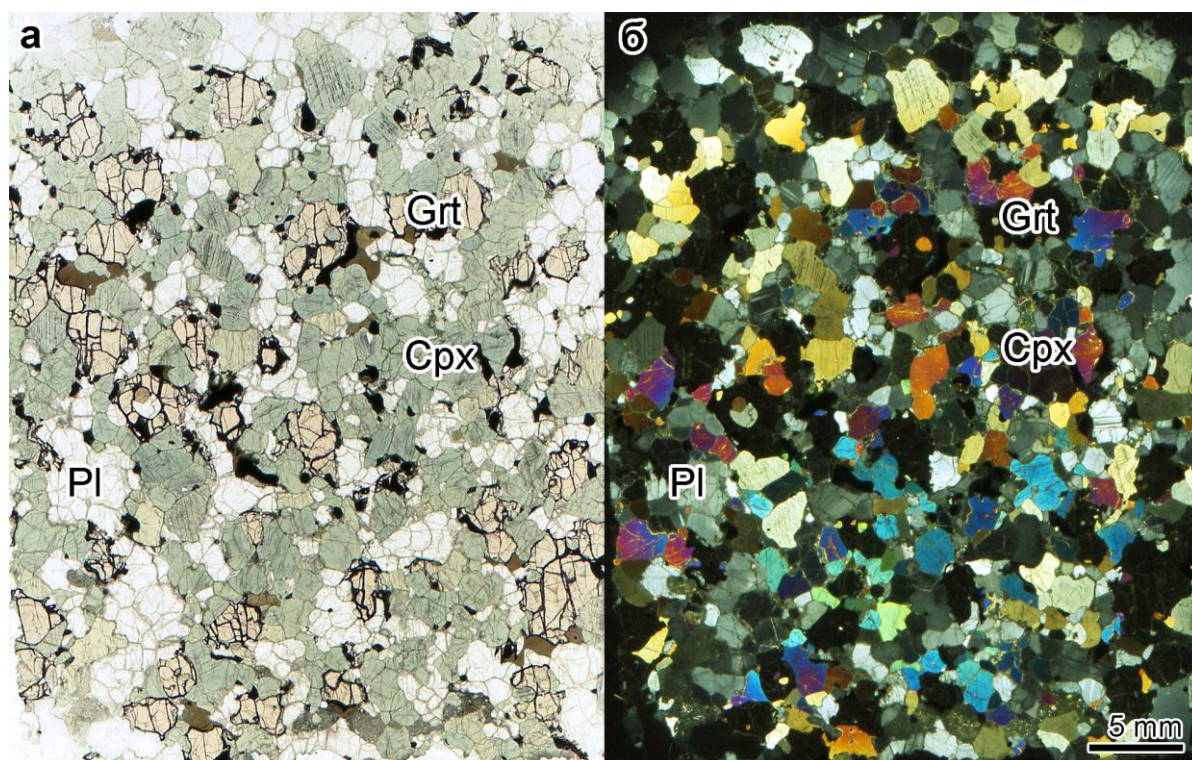


Рис. 3.8. Скан поверхности шлифа UD79-27 (а) в проходящем свете и (b) в поляризованном свете.

Клинопироксены формируют полупрозрачные бледно-зелёные субидиоморфные зёрна размерами 0.5 – 1.5 мм в матрице гранофельса и размерами до 500 мкм в качестве включений в гранате (рис. 3.9а,б).

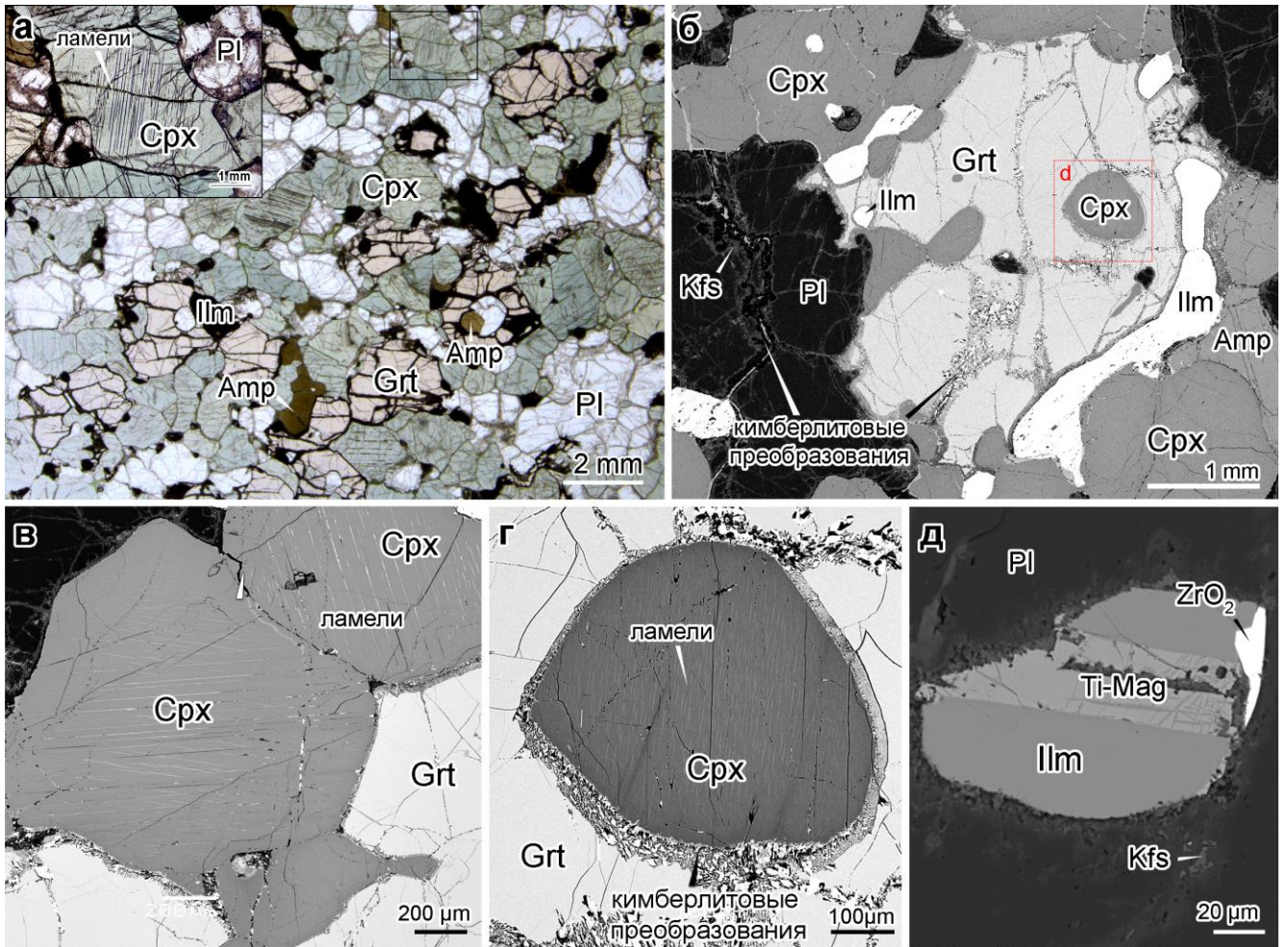


Рис. 3.9. (а) Гранобластовая структура гранулитов, сложенная парагенезисом Grt-Cpx-Pl. На врезке: ламели в ядрах клинопироксена. (б) Включения клинопироксена и ильменита в зерне граната. (в) Ламели в ядрах клинопироксена. (г) Ламели в ядре клинопироксена из включения в гранате. Прожилки кимберлитовых преобразований. (д) Ламели титаномагнетита в ильмените. Выделение бадделита в кайме ильменита. Фотографии образца UD79-27 (а) в проходящем свете и (б-д) в обратно-рассеянных электронах (BSE).

Зёрна матричных клинопироксенов содержат в ядрах ламелли низко-Са пироксена и ильменита (рис. 3.9в). Каймы клинопироксенов толщиной до 50 мкм, занимающие около 15 об.% от объёма зерна, не содержат ламелей. Наиболее крупные включения клинопироксена в гранате также содержат ламели в ядрах (рис. 3.9г).

Гранаты образуют крупные (0.5 – 2.0 мм) бледно-розовые ксеноморфные кристаллы с большим количеством минеральных включений плагиоклаза, клинопироксена, апатита, ильменита, амфибола, пирротина (рис. 3.9б).

Плагиоклазы формируют прозрачные бесцветные субидiomорфные зёрна (0.5 – 1.0 мм), встречающиеся в виде матричных зёрен и во включениях в гранате. По границам и по трещинам плагиоклаз замещается вторичным калиевым полевым шпатом.

Амфиболы встречаются в виде болотно-зелёных субидiomорфных (0.5 мм) зёрен в матриксе и во включениях в гранате. Встречены единичные включения апатита в амфиболе.

Апатит проявлен в виде субидiomорфных и идиоморфных зёрен во включениях в гранате, амфиболе и плагиоклазе.

Ильменит образует субидiomорфные непрозрачные зёрна (0.3-0.5 мм), содержащие ламелли титаномагнетита и окружённые мелкозернистыми каймами титаномагнетита. Встречены единичные находки бадделеита ZrO_2 в кайме зерна ильменита (рис. 3.9д).

Пирротин встречен в виде единичных округлых включений в зёрнах граната.

Ортопироксен-гранат-клинопироксен-плагиоклазовый гранофельс (UD79-24).

Гранофельс обладает равномерно- и среднезернистой гомеобластовой гранобластовой структурой, сложенной зёрнами орто- и клинопироксена, граната и плагиоклаза и массивной текстурой с неравномерным распределением зёрен граната по площади шлифа и (рис. 3.10а). Вторичные изменения проявлены в виде мелкозернистых прожилков вторичных минералов по границам зёрен и по трещинам. Гранулит содержит амфибол, апатит, ильменит и пирротин в аксессуарных количествах. В образце также встречены единичные зёрна джерфишерита $K_6(Fe,Cu,Ni)_{25}S_{26}Cl$ и сперрилита $PtAs_2$.

Клинопироксены формируют полупрозрачные бледно-зелёные субидiomорфные зёрна размерами 0.5 – 1.5 мм в матриксе породы и размерами 0.1-0.3 мм во включениях в гранате (рис. 3.10б). Ядра клинопироксенов содержат крупные ламеллы ильменита и низко-Са пироксена (рис. 3.10в). Каймы клинопироксена занимают до 20 об. % зерна, обладают мощностью до 100 мкм и не содержат ламелл. Клинопироксены из включений в гранате не содержат ламелл в ядрах.

Гранаты образуют полупрозрачные бледно-розовые субидiomорфные изометричные зёрна (0.5 – 1.5 мм), содержащие большое количество минеральных включений клинопироксена, ильменита, апатита и единичных включений пирротина (рис. 3.10б).

Плагиоклазы представлены прозрачными бесцветными субидiomорфными зёрнами (0.5 – 1.5 мм). По границам и по трещинам плагиоклаз замещается вторичным калиевым полевым шпатом.

Ортопироксен формирует желтовато-зелёные полупрозрачные идиоморфные зёрна (0.2 – 1.0 мм), образующие цепочки (рис. 3.10а). Зёрна окружены мелкозернистыми агрегатами вторичных минералов.

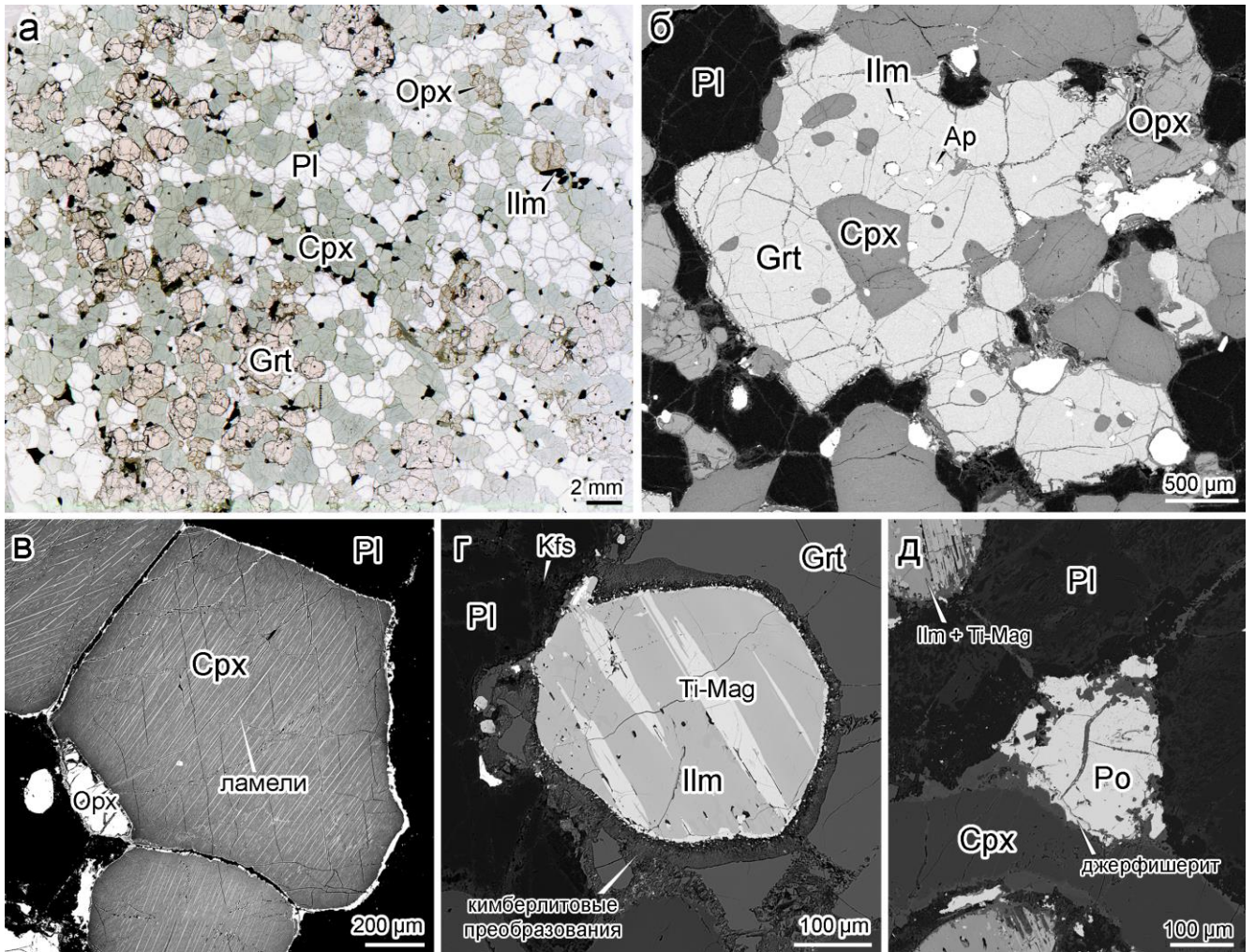


Рис. 3.10. (а) Гранобластовая структура гранулиты, сложенная парагенезисом Grt-Cpx-Pl. (б) Включения клинопироксена, ильменита и апатита в зерне граната. (в) Ламели в ядре клинопироксена. (г) Ламели титаномагнетита в ильмените. Прожилки кимберлитовых преобразований. (д) Выделения пирротина и джерфишерита. Фотографии образцы UD79-24 (а) в проходящем свете и (б-д) в обратно-рассеянных электронах (BSE).

Амфибол встречается в виде редких болотно-зелёные субидiomорфных и ксеноморфных зёрен (меньше 0.5 мм), ассоциирующих с ильменитом.

Апатит проявлен в виде субидiomорфных и идиоморфных зёрен во включениях в гранате.

Ильменит образует субидiomорфные непрозрачные зёрна (0.3-0.5 мм), содержащие ламелли титаномагнетита (рис. 3.10d) и окружённые мелкозернистыми каймами титаномагнетита. Встречены единичные находки бадделеита ZrO_2 в кайме зерна ильменита.

Пирротин образует единичные крупные ксеноморфные зёрна до 100μм (рис. 3.10д), а также встречен в виде мелкозернистых скоплений вокруг зёрен ильменита или мелких (около 10μм) округлых включений в гранате.

Гранат-клинопироксен-плаггиоклазовый гранофельс (UD01-127).

Порода обладает крупнозернистой гранобластовой, гомеобластовой структурой и массивной текстурой (рис. 3.11а). Гранофельс сложен парагенезисом Grt-Cpx-Pl и содержит акцессорные количества амфибола, апатита, ильменита, кварца, пирита и халькопирита.

Клинопироксен представлен полупрозрачными бледно-зелёными (рис. 3.11а) субидiomорфными зёрнами в матрице породы (0.5-1.5 мм) и во включениях в гранате (до 0.5 мм) (рис. 3.11б).

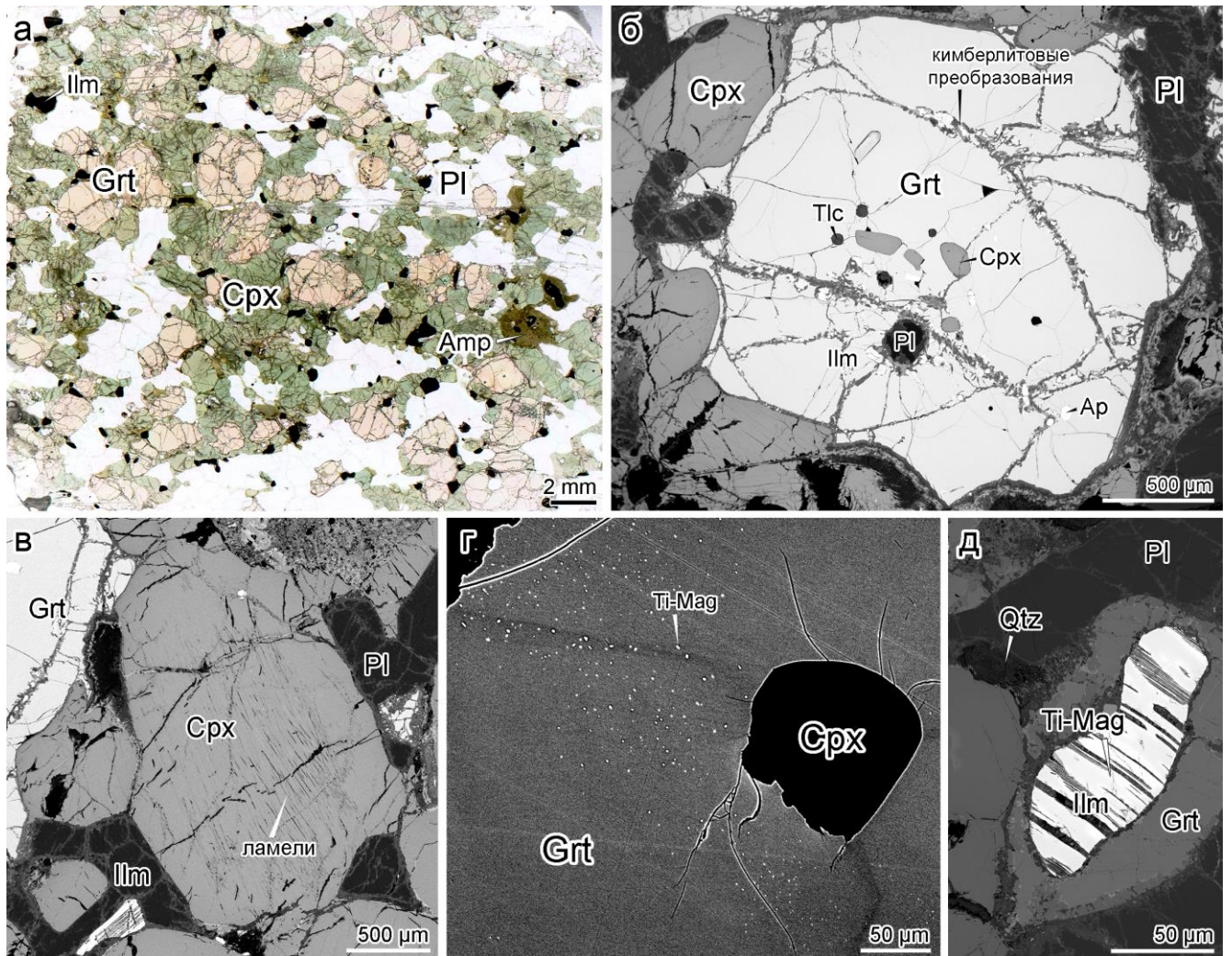


Рис. 3.11. (а) Гранобластовая структура гранулиты, сложенная парагенезисом Grt-Cpx-Pl. (б) Включения клинопироксена, плаггиоклаза и ильменита в зерне граната. Прожилки кимберлитовых преобразований. (в) Ламели в ядре клинопироксена. (г) Точечные включения титано-магнетита в зерне граната. (д) Ламели титаномагнетита в ильмените. Фотографии образца UD01-127 (а) в проходящем свете и (б-д) в обратно-рассеянных электронах.

Матричные клинопироксены содержат ламелли ильменита и низко-Са пироксена в ядрах зёрен. Каймы зерен клинопироксена свободны от ламелей и занимают около 15 об.% зерна (рис. 3.11в). Клинопироксены во включениях в гранате не содержат ламелей.

Гранаты формируют полупрозрачные бледно-розовые субидiomорфные зёрна (1.0 – 2.0 мм), содержащие минеральные включения клинопироксена, плагиколаза, ильменита, апатита (рис. 3.11б). В зёрнах граната также наблюдаются мелкие (меньше 10 μm) точечные включения ильменита вблизи зон вторичной кимберлитовой переработки (рис. 3.11д). Также в гранатах наблюдаются округлые включения талька (около 50 μm) (рис. 3.11в).

Плагиоклазы формируют прозрачные бесцветные субидiomорфные кристаллы (0.5 – 1.5 мм). По границам зёрен и по трещинам плагиоклаз замещается вторичным калиевым полевым шпатом.

Амфибол встречается в виде редких субидiomорфных и ксеноморфных зёрен (меньше 0.5 мм), ассоциирующих с ильменитом.

Апатит проявлен в виде субидiomорфных и идиоморфных зёрен во включениях в гранате.

Ильменит образует субидiomорфные непрозрачные зёрна (0.3-0.5 мм) и содержит ламели титаномагнетита (рис. 3.11д).

Кварц встречен в виде единичных мелких (до 0.5 мм) прозрачных ксеноморфных зёрен (рис. 3.11д).

Халькопирит и *пирит* ассоциируют с друг другом в виде единичных зёрен (0.3 мм).

3.1. Ксенолит из трубки Зарница

Гранат-клинопироксен-плагиоклазовый гнейс (Зар19-3).

Гранулит Зар19-3 обладает гнейсовидной текстурой, обусловленной ориентировкой удлинённых кристаллов клинопироксена и плагиоклаза (рис. 3.12в) и характеризующейся неравномерным распределением граната в образце. Структура породы гетеробластовая, гранобластовая. Породообразующие минералы гранулита - гранат (24 об.%), клинопироксен (28 об.%) и плагиоклаз (41 об.%) (рис. 3.12). В подчинённых количествах в образце встречаются скаполит (< об.% 1%), кулькеит (7 об. %) и тальк (< 1 об. %). Кварц наблюдается только в виде включений в гранате. Зёрна клинопироксен в шлифе бесцветные, что отличает гранулит Зар19-3 от большинства мафических ксенолитов (Korshkova и др., 2011; Mansur и др., 2014a; Perchuk и др., 2021a; Shatsky и др., 2019; Thakurdin и др., 2019b) и отражает высокую магнезиальность породы.

В гранулите найдены симплектиты двух типов – клинопироксен-кианитовые (Срх-Ку) и ортопироксен-плагиоклазовые (Орх-Pl). Срх-Ку симплектиты, как правило, представлены сростаниями игольчатых, реже червеобразных, зёрен кианита и клинопироксена. Симплектиты

образуют жилы, проходящие через зёрна плагиоклаза, клинопироксена или вдоль границ этих минералов с гранатом (рис. 3.13). Орх-Pl симплектиты сложены тончайшими 0.5-2.0 мкм срастаниями плагиоклаза, ортопироксена, в некоторых случаях со шпинелью. Они замещают гранат на контакте с другими минералами и по жилам внутри самого граната (рис. 3.13в, 3.14). Симплектитовые Орх-Pl жилы в гранате зональны: в центре они выполнены анортитом и кристаллами ортопироксена и шпинели размером до 10 мкм, в зальбандах – самими Орх-Pl симплектитами, зёрна которых не превышают по размеру 1-2 мкм. Ширина Орх-Pl симплектитовых кайм на границе с клинопироксеном достигает до 10-50 мкм, а на границе с плагиоклазом увеличивается до 150 мкм (рис. 3.14в). Все гранаты окружены каймами Орх-Pl симплектитов переменной мощности.

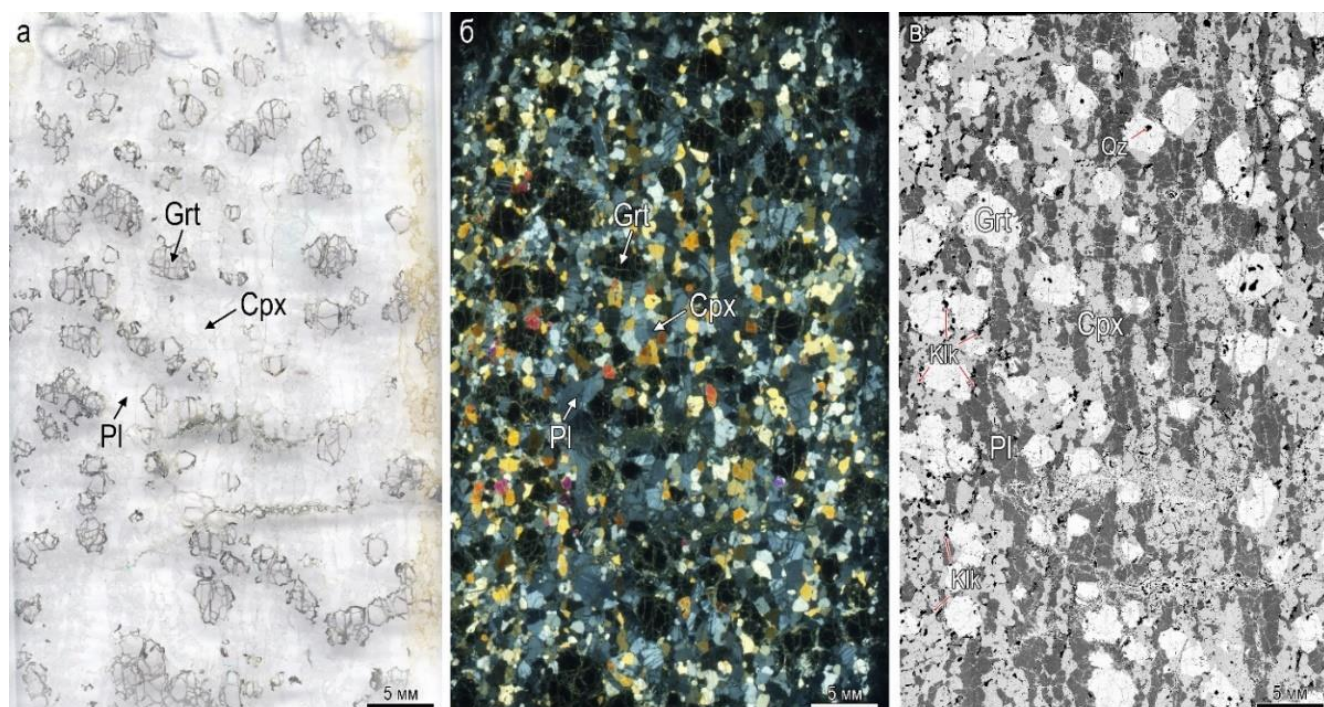


Рис. 3.12. Фотография шлифа гранулита (обр. Зар19-3) из кимберлитовой трубки Зарница: (а) без анализатора, (б) с анализатором, (в) панорама в обратно-рассеянных электронах.

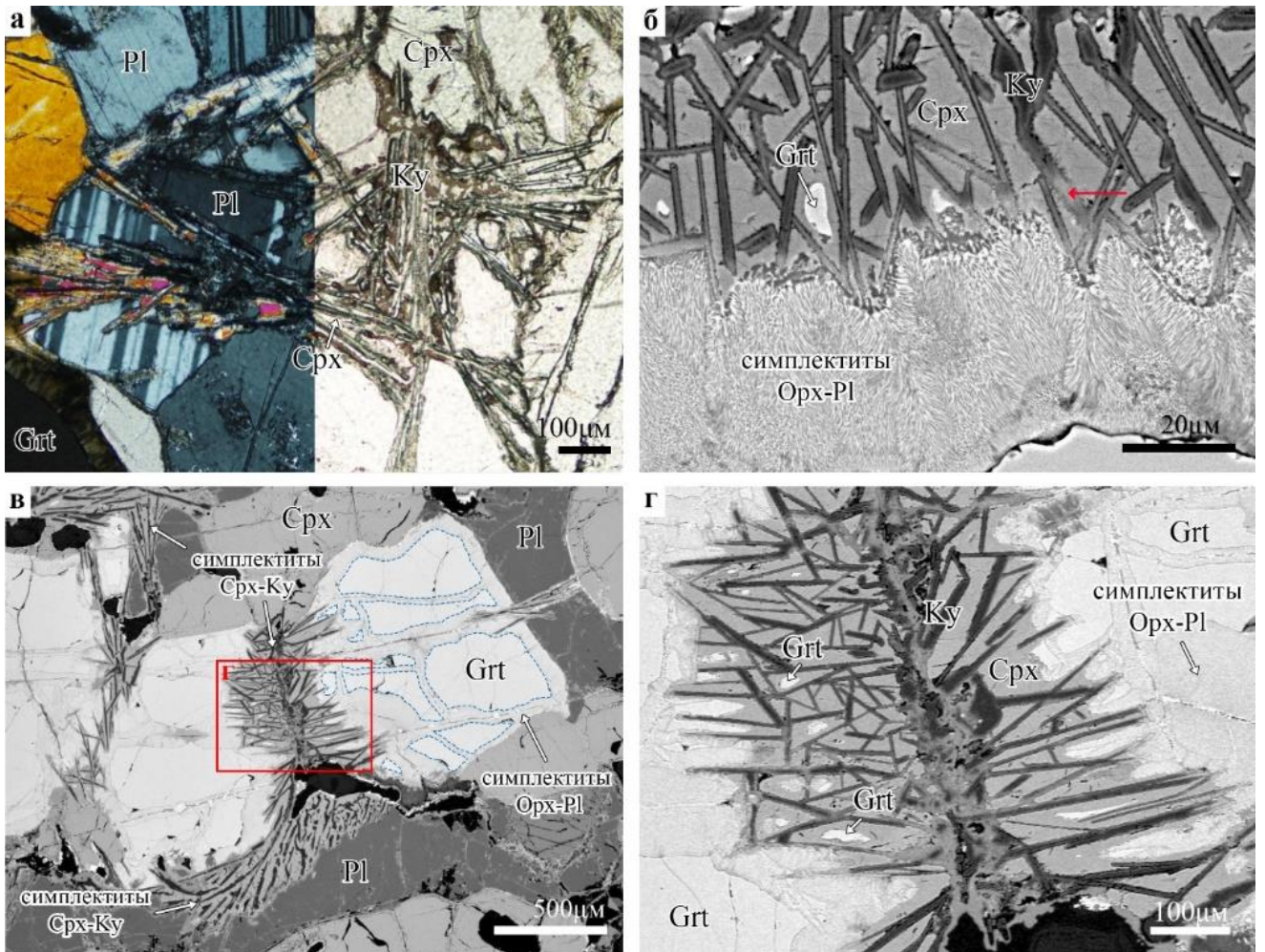


Рис. 3.13. Кианит-диопсидовые симплектиты: (а) в плагиоклазе на границе с клинопироксеном и гранатом. Микрофотографии без анализатора (справа), с анализатором (слева). Интерференционные окраски минералов искажены из-за чрезмерной толщины шлифа. (б) Взаимоотношение между Сrx-Ку и Орх-Pl симплектитами. Реликт зерна граната в Сrx-Ку симплектитах. Стрелка - кианит замещается Орх-Pl симплектитами. (в) Сrx-Ку симплектиты развиваются на границе граната и плагиоклаза. Синей пунктирной линией выделена граница Орх-Pl симплектитов. (г) Взаимоотношение между Сrx-Ку и Орх-Pl симплектитами. Реликты граната в Сrx-Ку симплектитах. Фотографии (б-г) в обратно-рассеянных электронах.

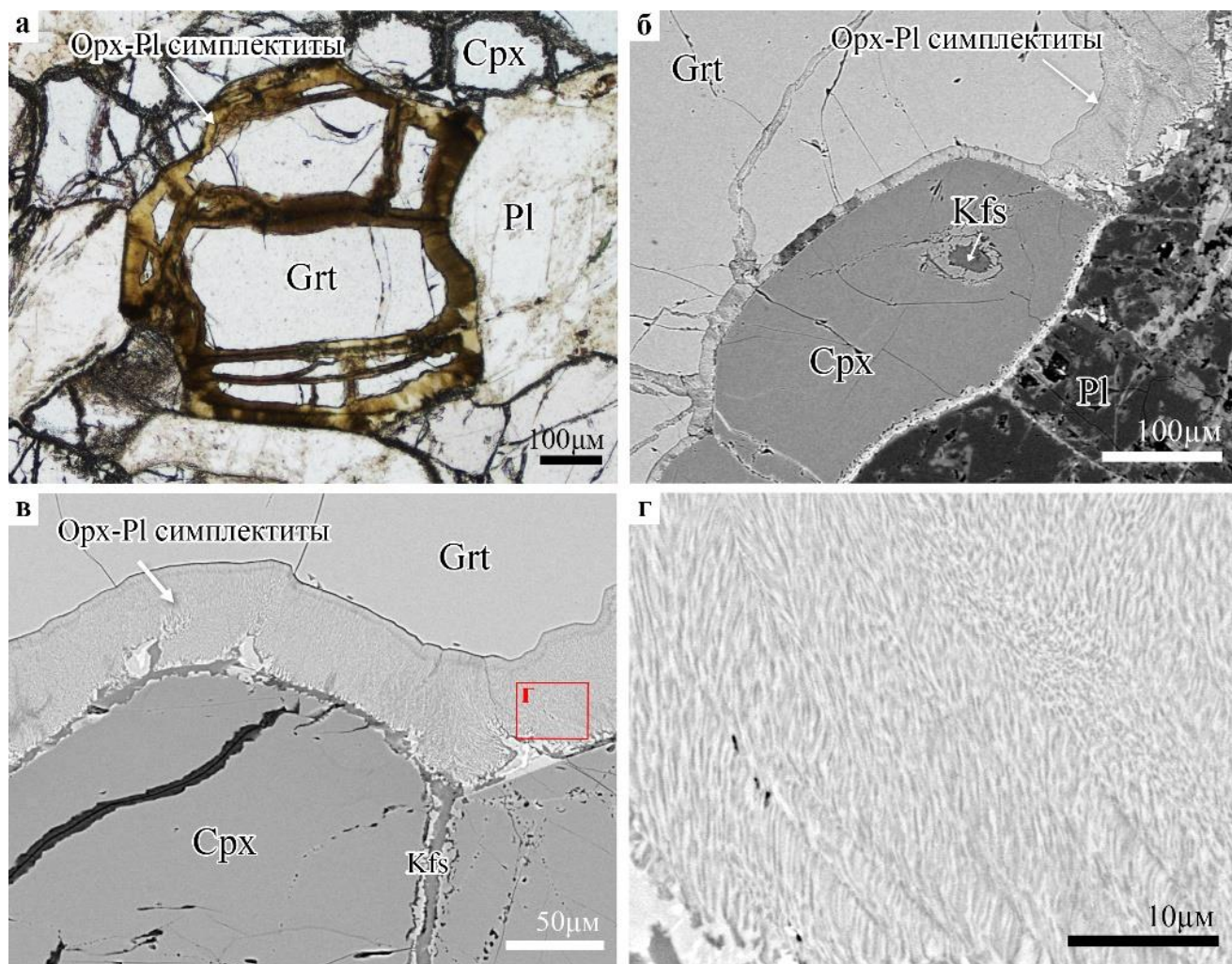


Рис. 3.14. Орх-Pl (\pm Spl) симплектиты: (а) каймы симплектитов вокруг граната и жилы внутри граната (оптическая фотография без анализатора); (б) каймы Орх-Pl симплектитов на границе с клинопироксеном; (в) изменение мощности Орх-Pl симплектитов на границе с клинопироксеном и плагиоклазом; (г) Орх-Pl симплектиты при большом увеличении. Фотографии (б-г) в обратно-рассеянных электронах.

В Сrx-Ку симплектитах иногда обнаруживаются реликтовые зёрна граната, не замещённые по каймам Орх-Pl симплектитам (рис. 3.13б,г). Орх-Pl симплектиты также замещают кианит из Сrx-Ку симплектитов (рис. 3.13б). Описанные структурные соотношения показывают, что Сrx-Ку симплектиты были сформированы раньше, чем Орх-Pl симплектиты.

Гранат в породе формирует крупные бесцветные изометричные зёрна размером от 1 до 3 мм, содержащие одиночные включения кварца и клинопироксена. Гранат также наблюдается в виде реликтов в симплектитах кианита и клинопироксена.

Клинопироксены в матриксе гранулита образуют бесцветные удлинённые и изометричные зёрна размерами от 0.2 до 1 мм. В Сrx-Ку симплектиках пироксены формируют бесцветные игольчатые кристаллы длиной до 500µм, окружающие кристаллы кианита.

Плагиоклаз представлен бесцветными как удлинёнными, так и изометричными зёрнами размерами от 0.2 до 1 мм в матриксе гранулита. Также плагиоклаз обнаруживается в Орх-Рl симплектиках, где образует мелкие зёрна размером менее 1µм, а также заполняет центральные части Орх-Рl симплектитовых жил.

Ортопироксен в породе встречается только в Орх-Рl симплектиках, образующихся по гранату, наиболее крупные зёрна наблюдаются в центральных частях симплектитовых жил в гранате.

Шпинель встречается только в виде мелких кристаллов в Орх-Рl симплектиках по гранату.

Кулькеит образует мелкокристаллические (зёрна менее 10 µм) агрегаты, развивающиеся по жилам в матриксе породы и встречающиеся в виде округлых включений в клинопироксене и плагиоклазе.

Тальк формируется в краевых частях агрегатов кулькеита на границе с клинопироксеном, гранатом и плагиоклазом. Кулькеит и тальк замещаются калиевым полевым шпатом.

Вторичные изменения в гранулите Зар19-3 проявлены локально и, вероятно, связаны с воздействием кимберлитового расплава при транспортировке ксенолита к поверхности. Калиевый полевой шпат замещает плагиоклаз по границам и жилам внутри зёрен, а также частично замещает клинопироксен и кианит из Сrx-Ку симплектитов и плагиоклаз из Орх-Рl симплектитов. В породе обнаруживаются вторичные секущие жилы, сложенные калиевым полевым шпатом при пересечении зёрен граната и флогопитом – при пересечении зёрен клинопироксена. В скоплениях кристаллов плагиоклаза наблюдаются зоны вторичной перекристаллизации, состоящие из калиевого полевого шпата с барием и без, а также хлорита и редких зёрен кальцита. Эти зоны пересекаются тонкими жилами барита.

Глава 4. Состав минералов

4.1. Ксенолиты из трубки Удачная

4.1.1. Главные элементы

Представительные электронно-зондовые микроанализы минералов и их кристаллохимические формулы представлены в Приложении 1 (Таблица 1.1 – 1.3).

Пересчёт кристаллохимических формул минералов выполнялся методом баланса зарядов с учётом Fe^{3+} : на 6 атомов кислорода для клино- и ортопироксенов, 12 атомов кислорода для гранатов, 8 атомов кислорода для плагиколазов и 15 катионов для амфиболов.

Клинопироксены во всех изученных ксенолитах соответствуют по составу авгитам (рис. 4.1б) и обладают гомогенными ядрами, содержащими ламели ильменита и низко-Са пироксена. Ядра клинопироксенов характеризуются $X_{Mg} = 0.69-0.77$ и концентрацией Al_2O_3 4.2-7.0 мас.% в зависимости от образца. Тонкие каймы толщиной 100-200 μm , занимающие 15-20 об.% от зёрен клинопироксенов, проявляют значительную зональность по содержанию MgO и Al_2O_3 : к границе зерна X_{Mg} возрастает до значений 0.76-0.82, а содержание Al_2O_3 – снижается в среднем на 1.5-2.0 мас.% (рис. 4.2а-е). Клинопироксены содержат 1-4 мол. % жадеита, 5-10 мол. % эгирина (рис. 4.1а) и 6-11 мол.% Са-молекулы Чермака.

Составы клинопироксенов из включений в гранатах в целом характеризуются высокими X_{Mg} и содержанием Al_2O_3 и TiO_2 и соответствуют составам кайм матричных клинопироксенов (рис. 4.2ж).

Содержание Fe^{3+} в клинопироксенах было измерено с помощью мёссбауэровской спектроскопии. Полученные мёссбауэровские спектры порошковых проб клинопироксена с небольшими примесями граната и ильменита показаны на рис. 4.8, а их параметры приведены в Таблице 4.5.

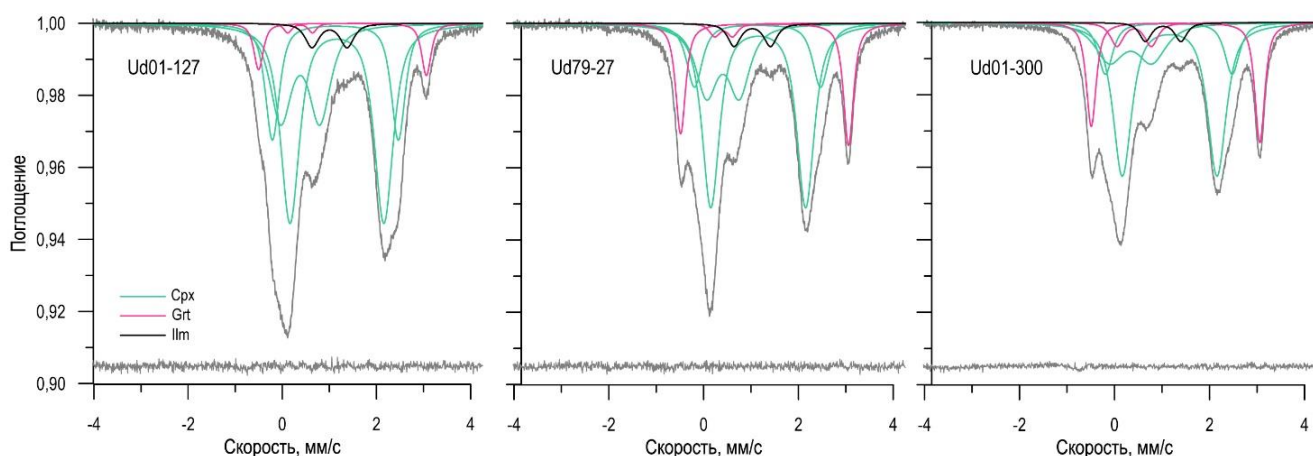


Рис. 4.8. Мёссбауэровские спектры клинопироксенов из ксенолитов мафических гранулитов тр. Удачная, Якутия с примесями граната и ильменита.

Таблица 4.5. Параметры компонент мессбауэровских спектров клинопироксена с примесями граната и ильменита (образцы гранулитов Ud01-300, Ud01-127 и Ud79-27).

Образец	Минерал	Компонент	IS, мм/с	QS, мм/с	FWHM, мм/с	S, %
Ud01-300	Cpx	^[VI] Fe ²⁺ (M2)	1.17	1.98	0.46	45.5
		^[VI] Fe ²⁺ (M1)	1.14	2.66	0.36	12.3
		^[VI] Fe ³⁺ (окт.)	0.39	0.83	0.50	16.8
	Grt	^[VIII] Fe ²⁺	1.29	3.54	0.28	19.5
		^[VI] Fe ³⁺	0.39	0.62	0.21	1.5
	Ilm	^[VI] Fe ²⁺	1.00	0.77	0.35	4.6
Ud01-127	Cpx	^[VI] Fe ²⁺ (M2)	1.16	1.99	0.48	45.0
		^[VI] Fe ²⁺ (M1)	1.13	2.68	0.36	19.8
		^[VI] Fe ³⁺ (окт.)	0.38	0.83	0.54	24.7
	Grt	^[VIII] Fe ²⁺	1.28	3.56	0.24	5.7
		^[VI] Fe ³⁺	0.38	0.53	0.20	0.9
	Ilm	^[VI] Fe ²⁺	1.00	0.74	0.34	3.9
Ud79-27	Cpx	^[VI] Fe ²⁺ (M2)	1.15	2.00	0.44	43.7
		^[VI] Fe ²⁺ (M1)	1.14	2.66	0.40	13.9
		^[VI] Fe ³⁺ (окт.)	0.40	0.69	0.54	20.4
	Grt	^[VIII] Fe ²⁺	1.29	3.54	0.27	16.1
		^[VI] Fe ³⁺	0.42	0.38	0.27	1.9
	Ilm	^[VI] Fe ²⁺	1.02	0.77	0.32	4.0

IS: изомерный сдвиг относительно α -Fe; QS: квадрупольное расщепление; FWHM: полная ширина на полувысоте; S: относительная площадь

На спектрах (рис. 4.8) выделяются два дублета со значениями изомерных сдвигов 1.15–1.17 и 1.13–1.14 мм/с, указывающие на Fe²⁺ в позициях M2 и M1 структуры клинопироксена, соответственно. Дублет с изомерным сдвигом 0.38–0.40 мм/с относится к положению Fe³⁺ в октаэдрической позиции структуры клинопироксена (рис. 4.8). Fe²⁺ в позиции с координацией VIII в структуре граната характеризуется слегка ассиметричным дублетом с изомерным сдвигом 1.28–1.29 мм/с (Geiger et al., 1992), а Fe³⁺ в октаэдре выражен дублетом с изомерным сдвигом 0.38–0.42 мм/с. Параметры для дублетов Fe³⁺ в клинопироксене и гранате заметно перекрываются, что подтверждается анализом литературных данных по мессбауэровской спектроскопии клинопироксена (Redhammer et al., 2006; Redhammer et al., 2000) и граната (Dyar et al., 2012; Woodland et al., 2009; Woodland, Ross, 1994). Это усложняет интерпретацию измеренных спектров и влияет на ошибку в определении содержания Fe³⁺ в клинопироксене. Двухвалентному железу в октаэдрической позиции структуры ильменита соответствует дублет с IS = 1.00–1.02 мм/с.

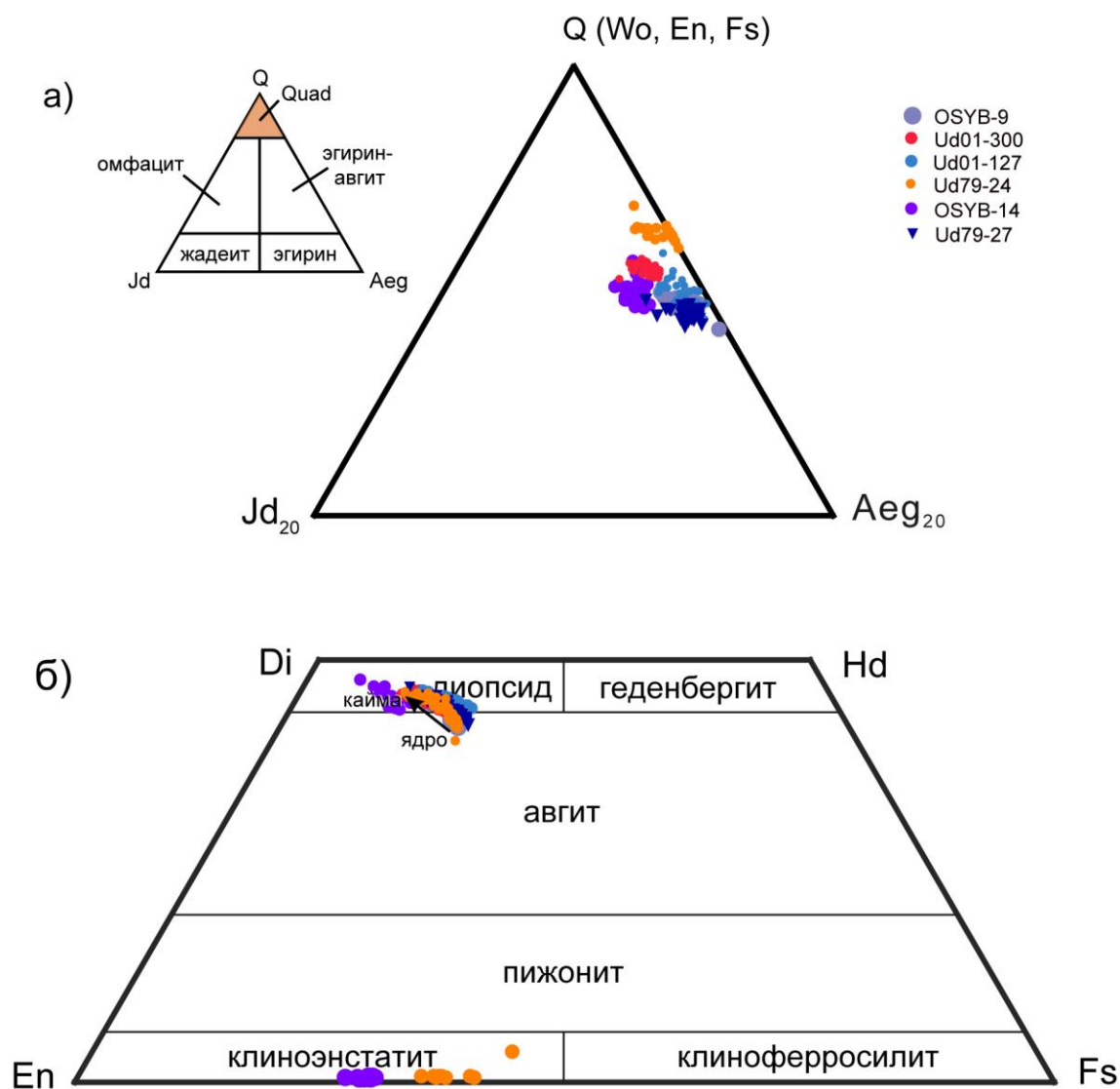


Рис 4.1. Составы клино- и ортопироксенов из изученных гранофельсов: (а) на тройной диаграмме Jd-Асг-Q, (б) на трапеции диопсид-геденбергит-ферросилит-энстатит.

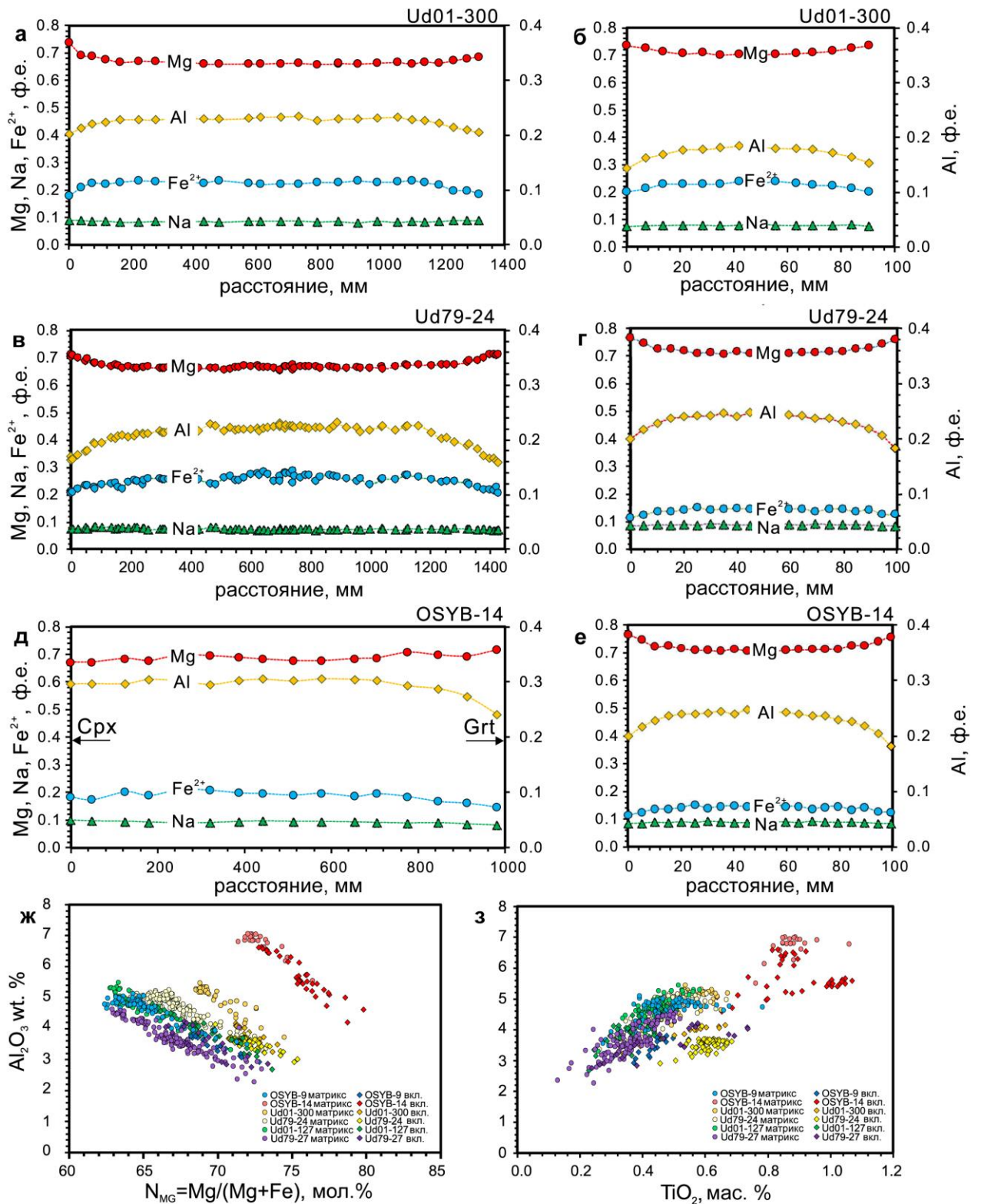


Рис. 4.2. Составы клинопироксенов матрикса и из включений в гранате. Профили химических составов клинопироксенов в образце Ud01-300 (а-б), Ud79-24 (в-г) и OSYB14 (д-е). Диаграммы Al₂O₃ – N_{Mg} (ж) и Al₂O₃ – TiO₂ wt.% (з). Для диаграмм а-е содержание Al показано на правой вертикальной оси.

Гранаты во всех образцах соответствуют пироп-альмандин-гроссуляровому твёрдому раствору (рис. 4.3) и содержат 23-38 мол.% пироба, 46-61 мол.% альмандина, 13-19 мол.% гроссуляра и 1-2 мол.% спессартина. Содержание TiO_2 в гранатах составляет 0.03 – 0.14 мас.%. Зерна граната проявляют слабую ростовую концентрическую зональность с увеличением X_{Ca} и уменьшением X_{Mg} и TiO_2 в каймах толщиной 100-300 μm (рис. 4.4). Состав этих кайм от образца к образцу слегка варьирует (рис. 4.4). Ядра граната содержат относительно высокие концентрации Sc_2O_3 (до 0.02 мас. %), Cr_2O_3 (до 0.15 мас.%) и P_2O_5 (до 0.04 мас.%). Содержание этих компонентов падает в краевых зонах зёрен граната. Воздействие кимберлита на состав граната не было зафиксировано.

Плагиоклазы из всех образцов содержат от 28 до 42 мол. % анортитовой молекулы и содержанием КПШ 1-4 мол. %, попадая в поля олигоклаза и андезина (рис. 4.5). Плагиоклазы во всех шлифах демонстрируют зональность по $X_{Ca} = Ca/(Ca+Na+K)$ со снижением X_{Ca} на 2-5 мол. % в каймах. В шлифе UD79-27 плагиоклаз встречается во включениях в гранате, и обладает более кислым составом по сравнению с матричными зёрнами вплоть до снижения количества анортитовой составляющей до 20 мол. %.

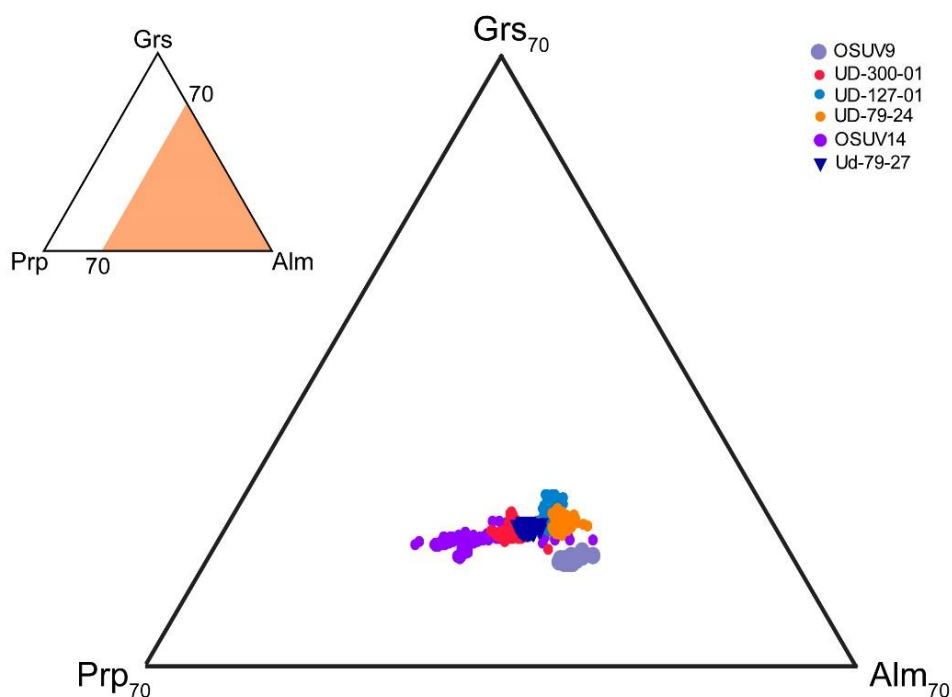


Рис 4.3. Составы гранатов на тройной диаграмме пироп-альмандин-гроссуляр.

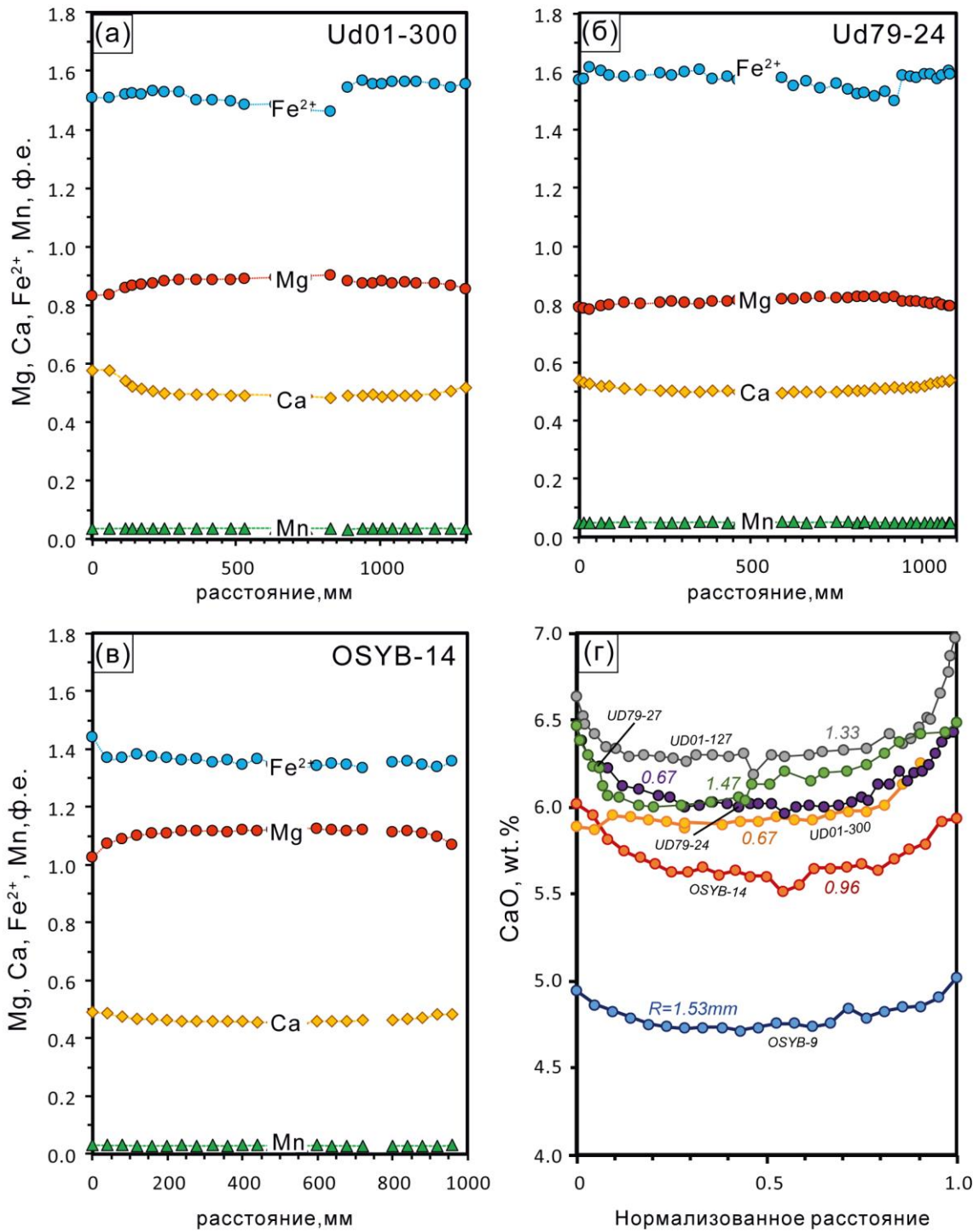


Рис. 4.4. Химические профили зёрен граната. Профили для мольных содержаний дивалентных катионов для образцов Ud01-300 (а), Ud79-24 (б) и OSYB14 (в). Профили содержаний CaO (вес. %) для гранатов из всех изученных образцов, цифрами показана ширина профиля в микронах (г).

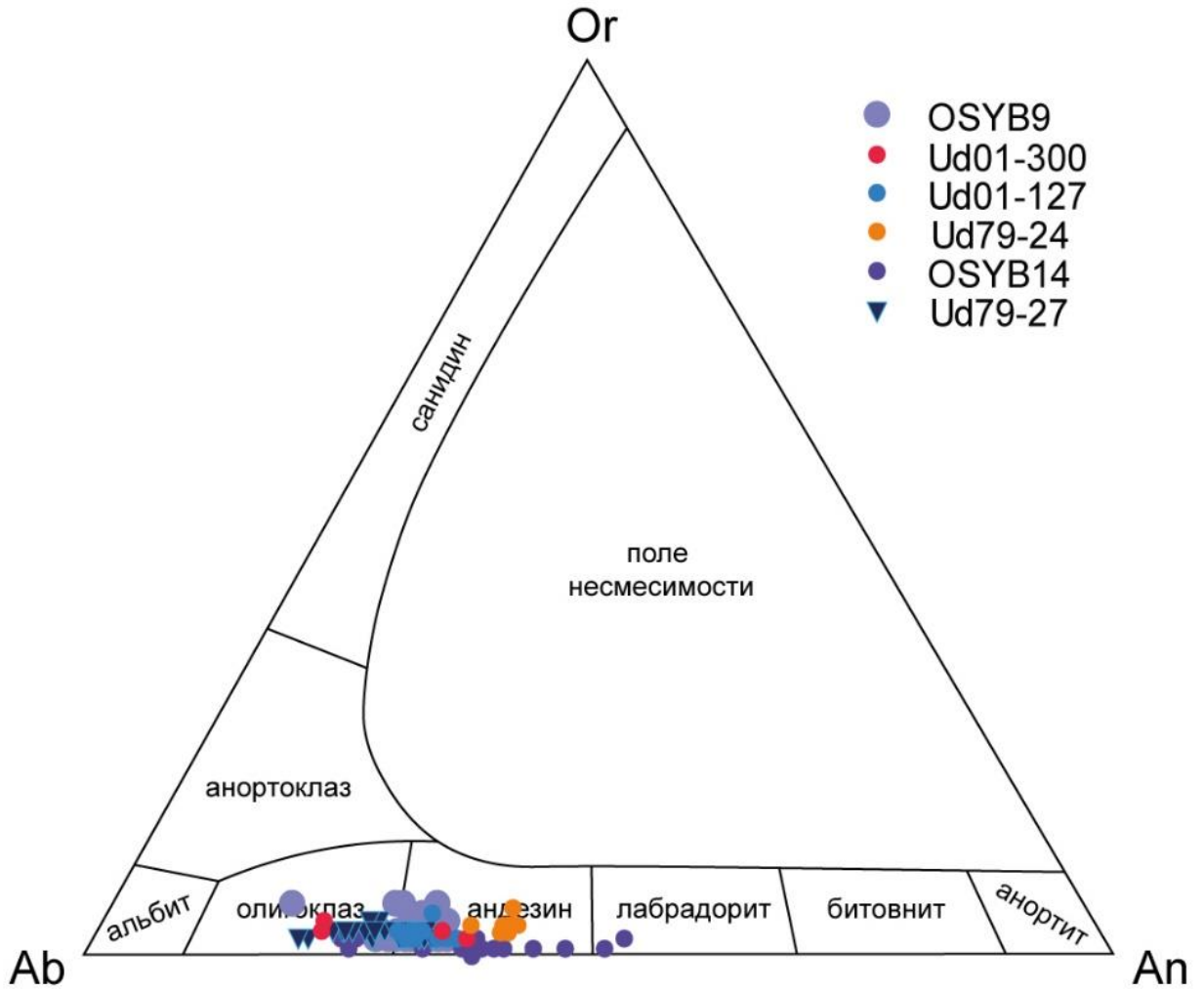


Рис. 4.5. Составы плагиоклазов на тройной диаграмме Or-Ab-An.

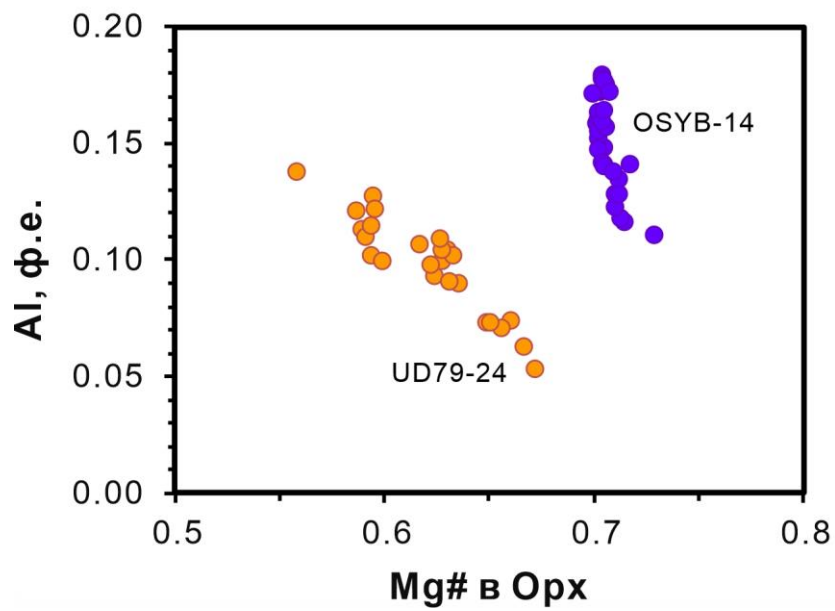


Рис. 4.6. Составы ортопироксенов из образцов OSYB14 и UD79-24 на диаграмме Al – X_{Mg} .

Ортопироксены в образцах OSYB14 и UD79-24 характеризуются $X_{Mg} = 0.58-0.73$ (рис. 4.6), содержанием Al_2O_3 2.6 – 4.0 мас.% в ксенолите OSYB14, 1.2 – 3.1 мас.% в образце UD79-24. Концентрация Al_2O_3 снижается в контактах с гранатом. В образце UD79-24 ортопироксен из областей, не содержащих гранат, характеризуется более низкими X_{Mg} и высоким содержанием Al_2O_3 , чем зёрна ортопироксена из областей с гранатом.

Амфиболы в образцах OSYB9, OSYB14, UD79-27 и UD01-127 относятся к паргаситам (Leake и др., 1997) с магнезиальностями от 0.54 до 0.96 в зависимости от образца (рис. 4.7). Амфиболы содержат 1.3 – 3.5 мас. % TiO_2 , 0.02 – 1.6 мас. % Cl, 0.6-0.12 мас. % SO_3 и до 1.6 мас. % F. В гранофельсе OSYB14 соотношение $K/(K+Na)$ в амфиболах варьирует от 0.38 до 0.46 и показывает положительную корреляцию с содержанием Cl. Соотношение $K/(K+Na)$ растёт на границах с гранатом до 0.45-0.46. Амфибол, включенный в гранате, демонстрируют более низкие соотношения $K/(K+Na)$ – от 0.28 до 0.30.

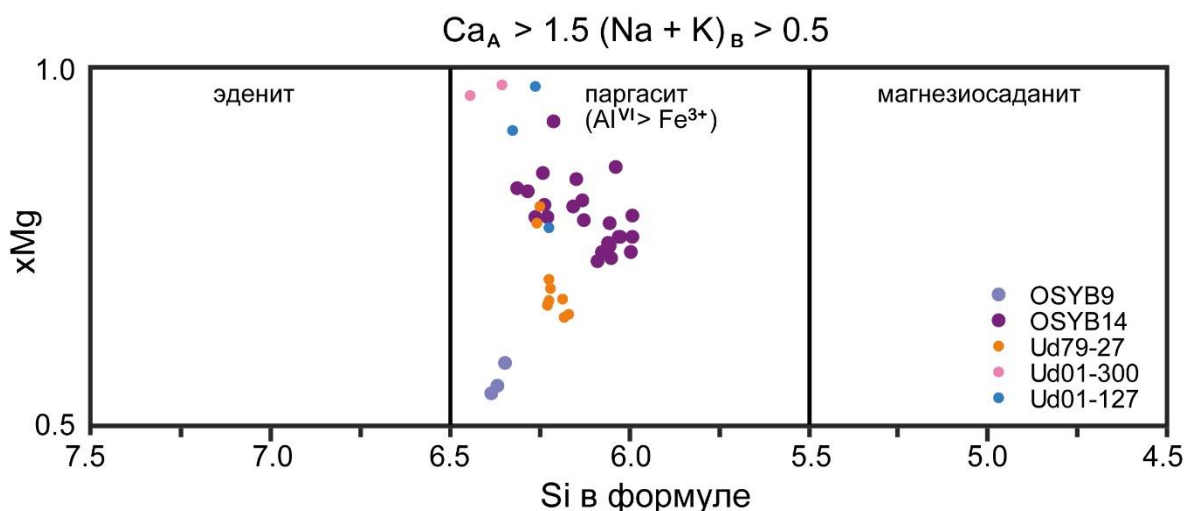


Рис. 4.7. Составы амфиболов из изученных гранофельсов на классификационной диаграмме X_{Mg} -Si (ф.е.) (Leake и др., 1997).

Скаполиты встречены только в образце OSYB14 и являются мейонитами с содержанием CO_2 2.8-4.0 мас. %, SO_3 2.4-4.6 мас. % и соотношением $Ca/(Ca+Na)$ 0.51-0.55.

Апатиты обогащены F, его содержание составляет 2-4 вес.%. Содержание хлора в апатитах варьирует от 0.20 до 0.75 вес.% (в образцах OSYB14, Ud01-300, Ud79-27) до 2.5 вес.% (Ud79-24 и Ud01-127). Во всех образцах наблюдается строго отрицательная корреляция между содержанием F и Cl. Апатиты также содержат SO_3 , концентрация которого < 0.1 вес.% (Ud79-27) до 0.35-0.47 вес.% (Ud01-127). Содержание SO_3 в апатитах возрастает вместе с содержанием Cl, что характерно для апатитов магматического происхождения (например, Smith et al., 2012).

Ильменит содержит до 10-15 мол. % гематитового компонента. Химический состав ильменита не зависит от его положения в образце (матричные зёрна или включения в гранате). Зональность ильменита на контакте с ламеллями Ti-магнетита не выявлена.

Магнетит содержит от 12 до 50 мол.% ульвошпинели.

4.1.2. Малые элементы

Измеренные микроэлементные составы всех минералов приведены в Приложении 4 (Таблица 4.1 – 4.5).

Клинопироксен в целом демонстрирует обеднённые относительно примитивной мантии HREE (Heavy Rare Earth Elements) спектры (рис. 4.8) с резкими минимумами по Sr, Nb и Ti во всех образцах, кроме OSYB14. В образце OSYB14 минимумы в спектре клинопироксенов наблюдаются только для Sr и Nb. В образце UD79-24 клинопироксены также показывают сильное обеднение по Ba. Клинопироксены в большинстве образцов показывают зональность по содержанию редких элементов: каймы обеднены HREE и LILE (Large-Ion Lithophile Element) (пример профиля для образца Ud79-24 приведён в Приложении 4, на рис. 4.4б). Содержание Yb в каймах падает на ~30% в образцах UD01-127 и UD01-300 и на ~5% в остальных ксенолитах относительно состава ядер. Обеднение кайм клинопироксена HREE указывает на их равновесие с гранатом (Nehring и др., 2008).

Гранат обогащён HREE и обеднен LREE с минимумами по Nb, Sr и Ti во всех образцах (рис. 4.9), что характерно для спектров граната. В целом гранат не демонстрирует явной зональности по редким элементам, хотя содержание LILE в гранатах варьируется значительно от 0 до 11 ppm для Ba, от 0.11 до 23.31 ppm для Sr (Приложение 4, рис. 4.1 – 4.5). Такой разброс содержаний LILE может быть связан с наличием большого количества минеральных включений в зёрнах граната.

Плагиоклаз демонстрирует обогащение LREE, Sr, U (рис. 4.10) с отчётливым пиком содержания Eu. Содержание La в плагиоклазах превышает содержание в примитивной мантии в 5-50 раз. Плагиоклазы содержат 40-220 ppm Ba, 30-2250 ppm Sr.

Ортопироксен из образца UD79-24 обеднён редкими элементами, в особенности HREE (рис. 4.11). Минимумы содержания приходятся на Nb, Sr и Ti. Ортопироксен в образце OSYB14 также обеднён редкими элементами, однако показывает высокие содержания La.

Амфиболы в образцах OSYB14 и UD79-27 показывают обогащённый спектр с высоким содержанием HREE и Ti (рис. 4.12). Пики в спектре амфибола наблюдаются для содержаний Nb, Ta в образце OSYB14 и Nd, Ba для обоих образцов.

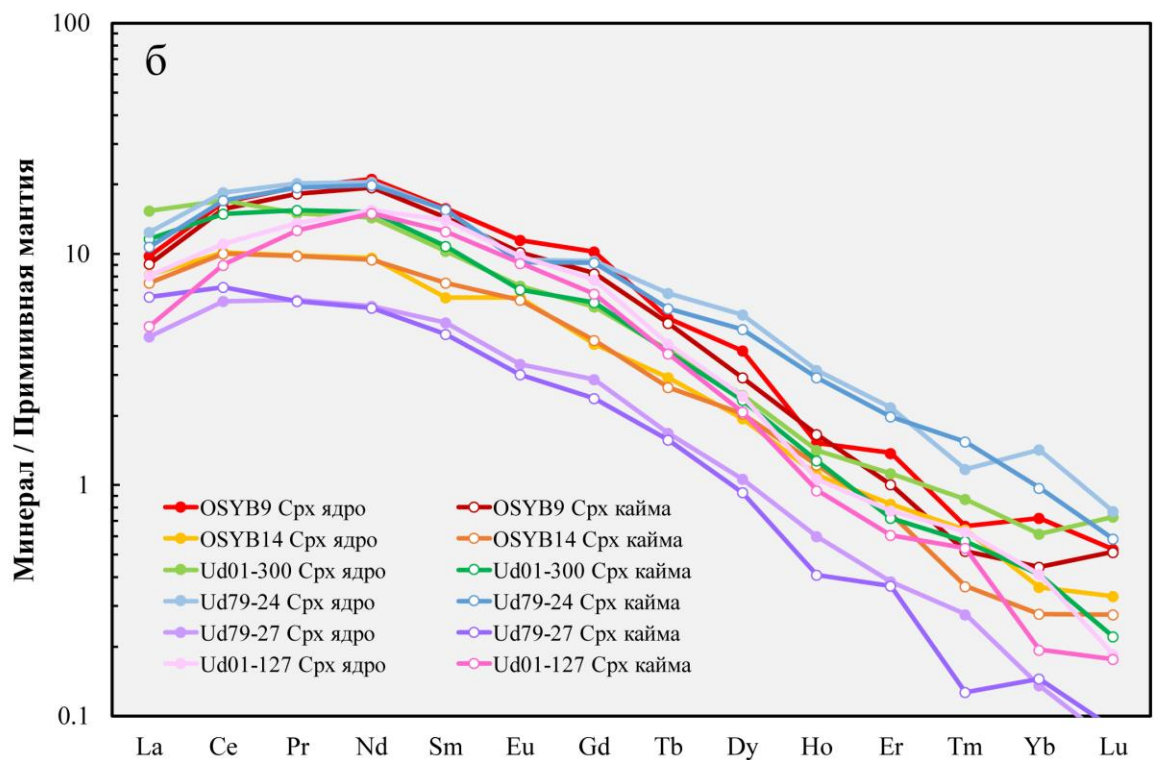
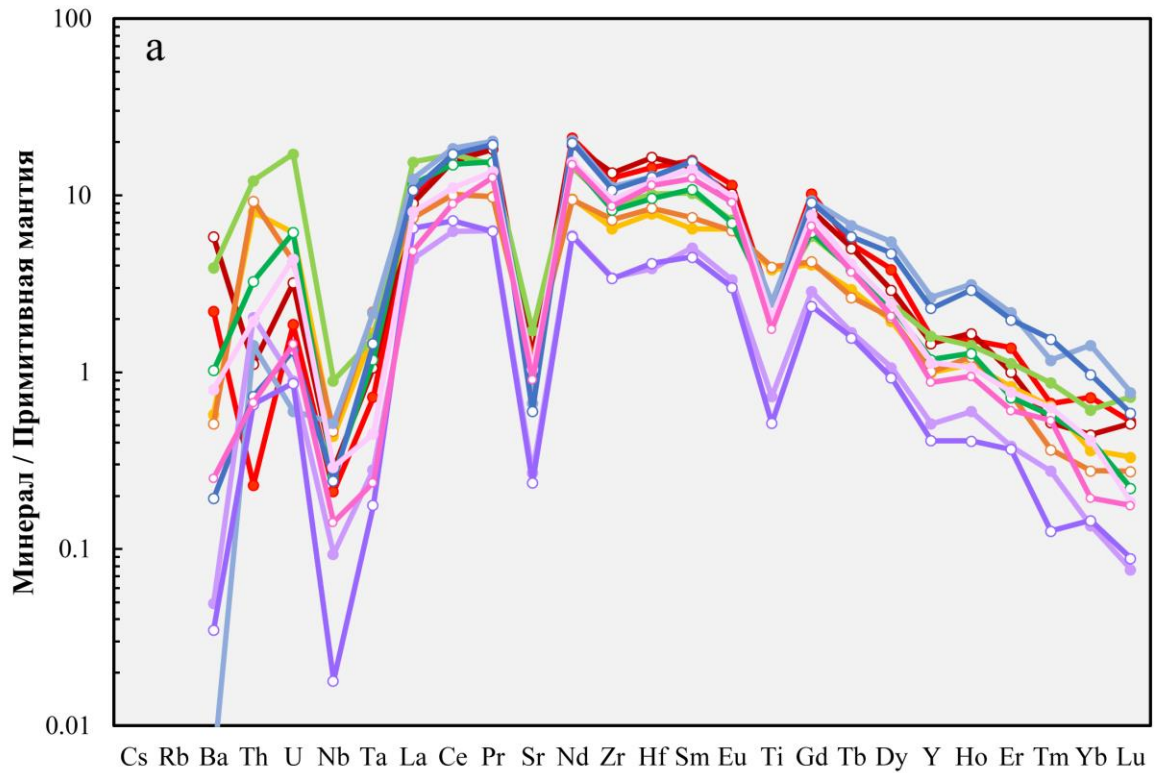


Рис. 4.8. Распределение нормированных к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) концентраций редких и рассеянных элементов в клинопироксенах из мафических ксенолитов трубки Удачная: (а) мультиэлементная спайдер-диаграмма, (б) распределение REE-элементов.

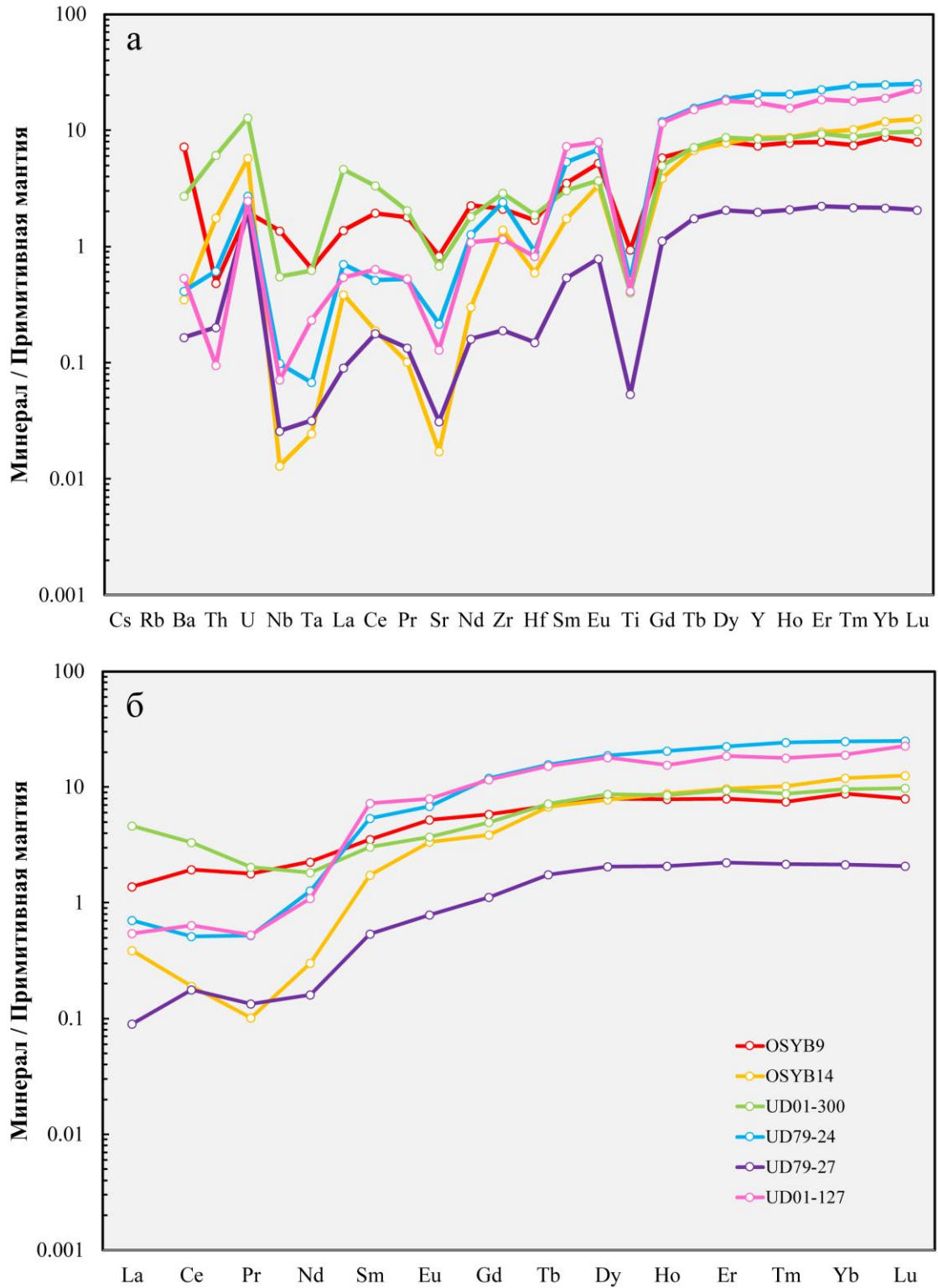


Рис. 4.9. Распределение нормированных к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) концентраций редких и рассеянных элементов в гранатах из мафических ксенолитов трубки Удачная: (а) мультиэлементная спайдер-диаграмма, (б) распределение REE-элементов.

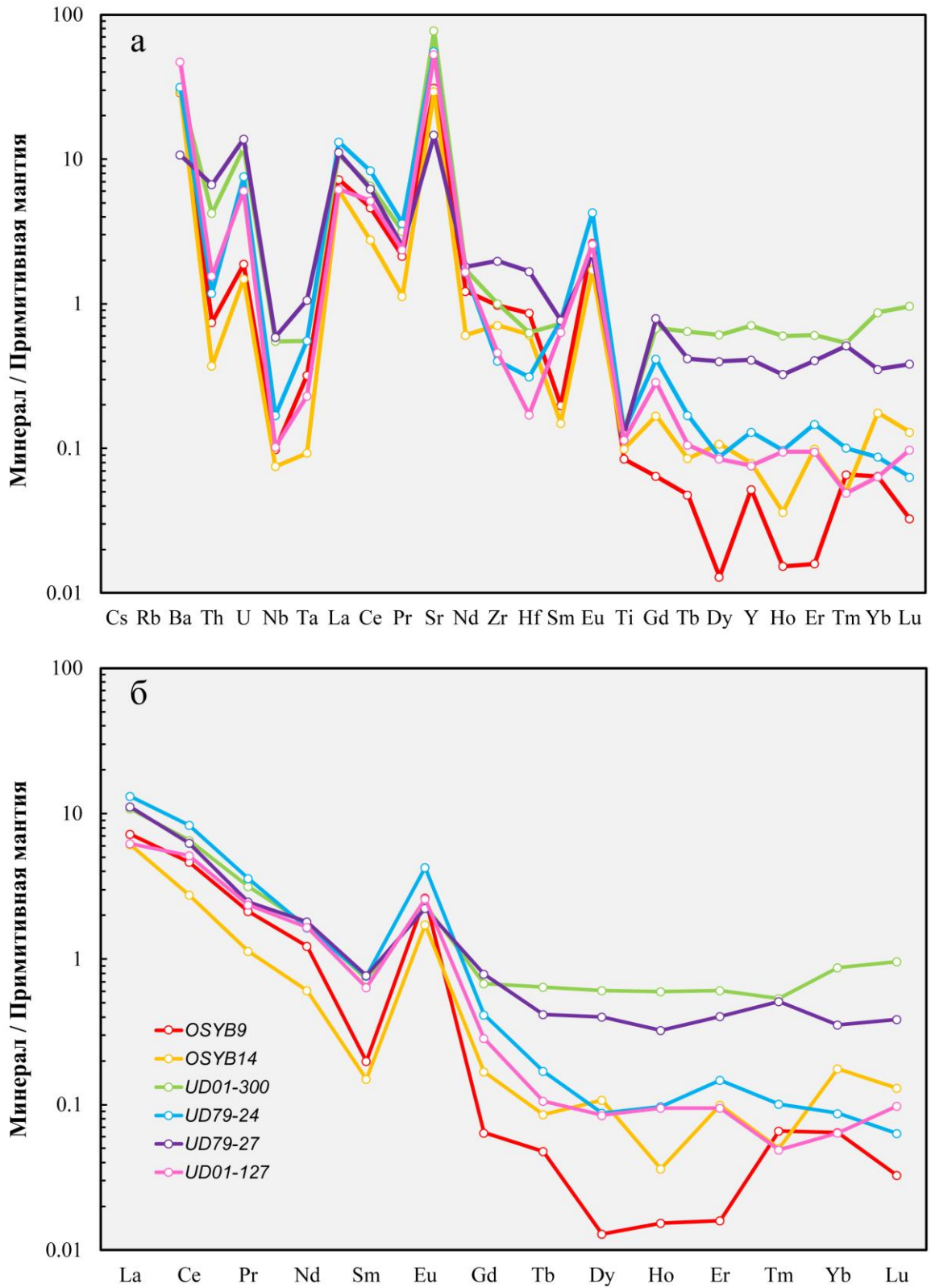


Рис. 4.10. Распределение нормированных к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) концентраций редких и рассеянных элементов в плагиоклазах из мафических ксенолитов трубки Удачная: (а) мультиэлементная спайдер-диаграмма, (б) распределение REE-элементов.

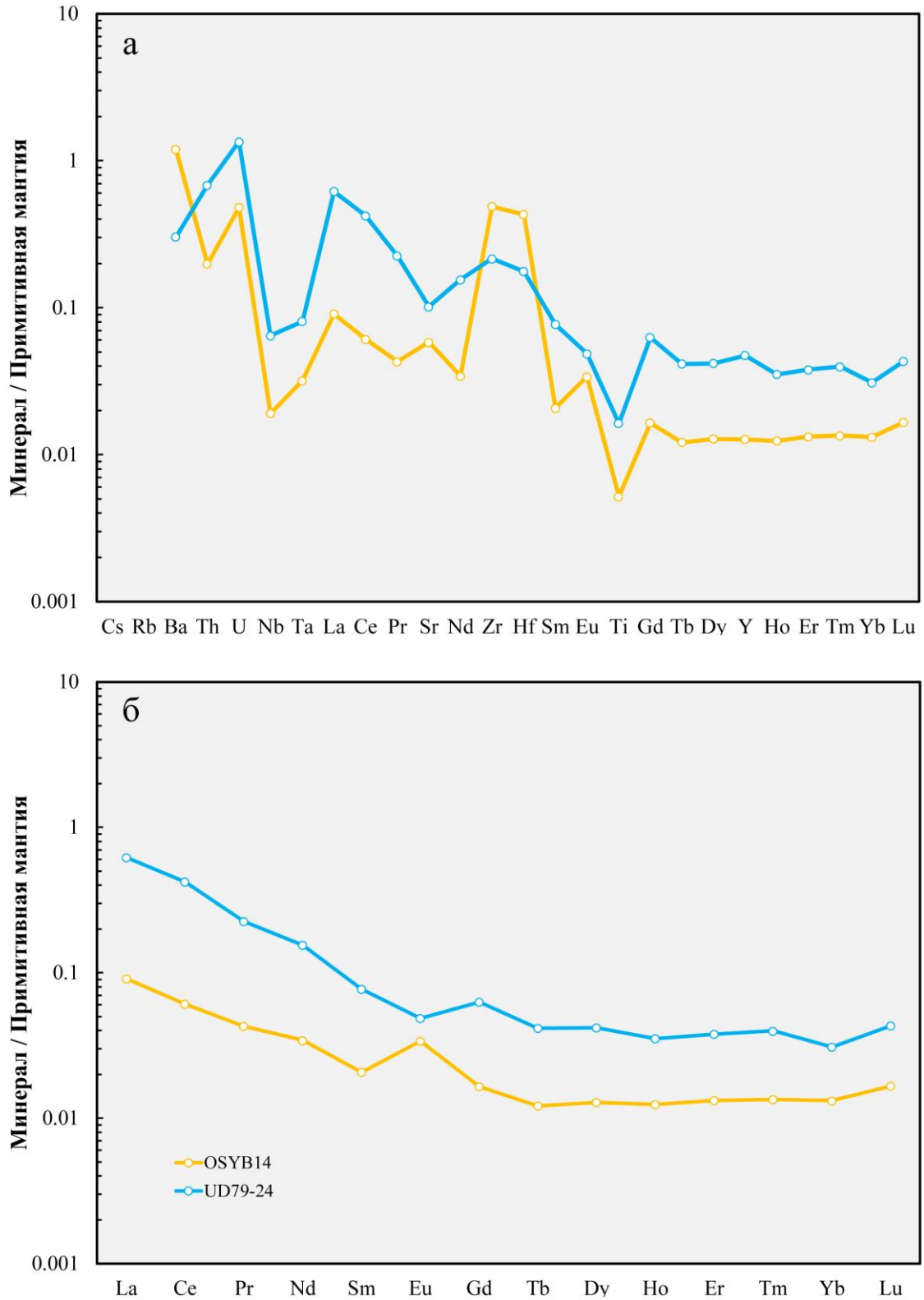


Рис. 4.11. Распределение нормированных к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) концентраций редких и рассеянных элементов в ортопироксенах из мафических ксенолитов трубки Удачная: (а) мультиэлементная спайдер-диаграмма, (б) распределение REE-элементов.

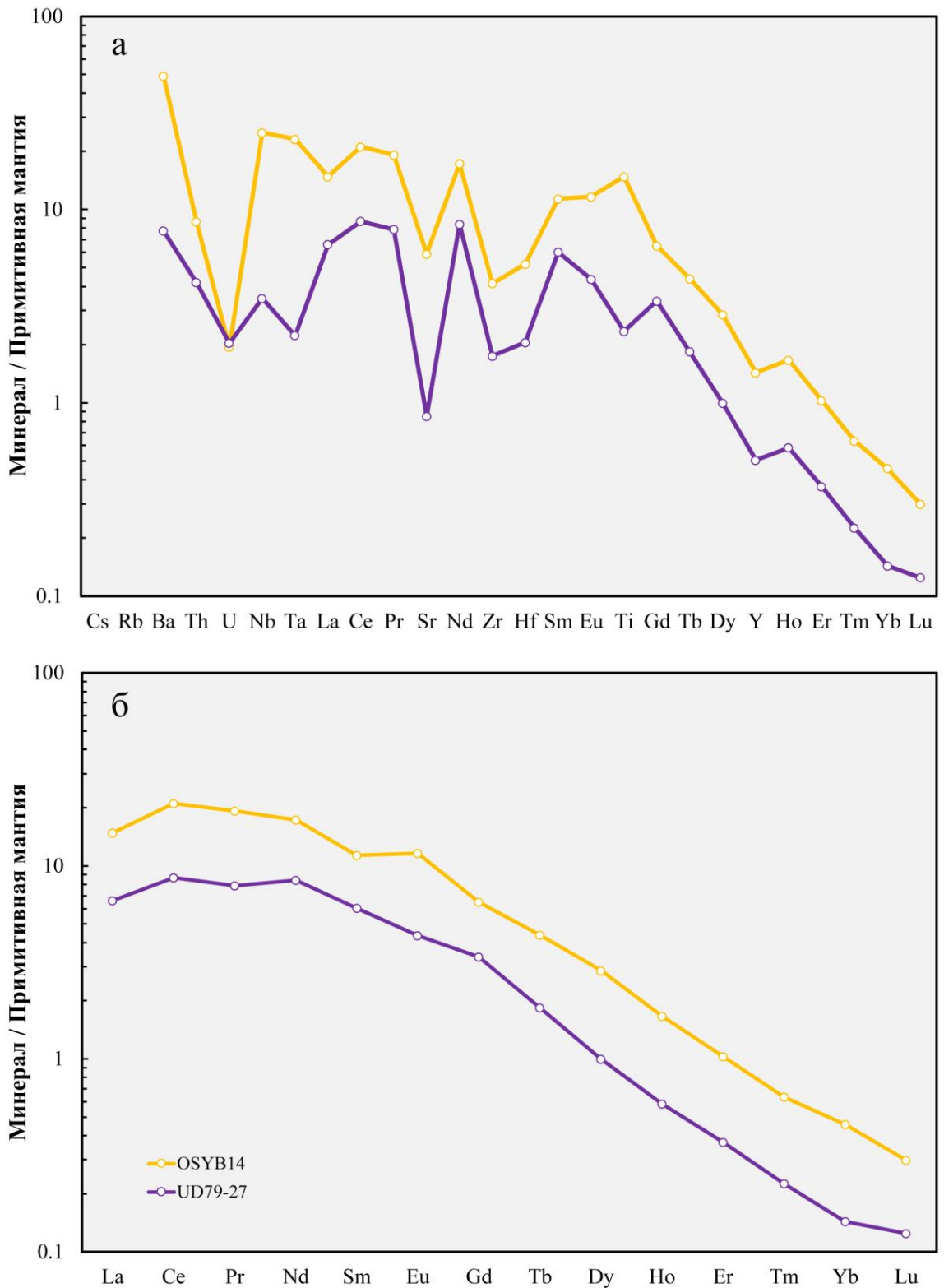


Рис. 4.12. Распределение нормированных к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) концентраций редких и рассеянных элементов в амфиболах из мафических ксенолитов трубки Удачная: (а) мультиэлементная спайдер-диаграмма, (б) распределение REE-элементов.

Наличие резких минимумов по Nb, Ta и Sr для гранатов и клинопироксенов частично обуславливается высокой несовместимостью Nb, Ta и Sr по отношению к структурам этих минералов (Green и др., 1989). Вхождение Nb и Ta в структуры клинопироксенов также ограничено тем, что эти элементы входят только в позицию M2, замещая Ti^{4+} . Амфибол склонен накапливать Nb и Ta (Nehring и др., 2008), и в образце OSYB14, где содержание амфибол составляет 8 об.%, остальные сосуществующие с ним минералы, - гранат, плагиоклаз, ортопироксен, - показывают наибольшее обеднение по Nb и Ta. Однако самое значительное влияние на распределение Nb и Ta, вероятно, оказывает ильменит, содержащийся во всех изученных образцах в количестве от 1 до 3 об.%, так как Nb и Ta активно распределяются в ильменит благодаря замещению с участием и Ti^{4+} , и Fe^{2+} (Ewart, Griffin, 1994).

4.2. Ксенолит из трубки Зарница

Пересчет кристаллохимических формул минералов с учётом Fe^{3+} выполнялся методом баланса зарядов для пироксенов, граната и шпинели. Представительные микросондовые анализы и кристаллохимические формулы минералов представлены в Приложении 2 (Таблица 2.1).

Гранат соответствует пироп-альмандин-гроссуляровому ряду, содержание пироба 38-53 мол.%, альмандина 20-26 мол.%, гроссуляра 23-37 мол.%. Гранаты проявляют зональность по Ca и Mg: ядра характеризуются $X_{Ca} = 0.23$, $X_{Mg} = 0.68$, каймы $X_{Ca} = 0.28$, $X_{Mg} = 0.66$ на границе с симплектитами обоих типов (рис. 4.9, Приложение 2, Таблица 2.1).

В гранате из реликтов в Сrx-Ку симплектитах X_{Ca} достигает 0.32-0.38 (рис. 4.9).

Клинопироксены относятся к диопсидам: $X_{Mg} = 0.89 - 0.94$, Al = 0.40 - 0.48 ф.е., $X_{Jd} = 0.12 - 0.15$ (рис. 4.10а,б). Присутствие Fe^{3+} в клинопироксенах не выявлено, как и зональность. Наименее магнезиальные клинопироксены ($X_{Mg} = 0.89-0.90$) расположены в участках породы, в которых отсутствуют зёрна граната. Клинопироксены из Сrx-Ку симплектитов наиболее магнезиальны ($X_{Mg} = 0.91-0.95$) и содержат меньшее количество алюминия (0.28-0.35 ф.е.) по сравнению с матричными клинопироксенами (рис. 4.10б, Приложение 2, Таблица 2.1).

Плагиоклаз содержит 40-45 мол.% анортита и 2-3 мол.% калиевого полевого шпата. Содержание анортитового компонента в плагиоклазе снижается на границе с Сrx-Ку симплектитами до 40-41 мол.% (Приложение 2, Таблица 2.1).

В центральных частях Орх-Pl симплектитовых жил в гранате плагиоклаз представлен анортитом состава $X_{An} = 0.96-0.98$.

Ортопироксены характеризуются $X_{Mg} = 0.71-0.73$ и содержанием Al_2O_3 9.9 – 11.6 мас. % (Приложение 2, Таблица 2.1).

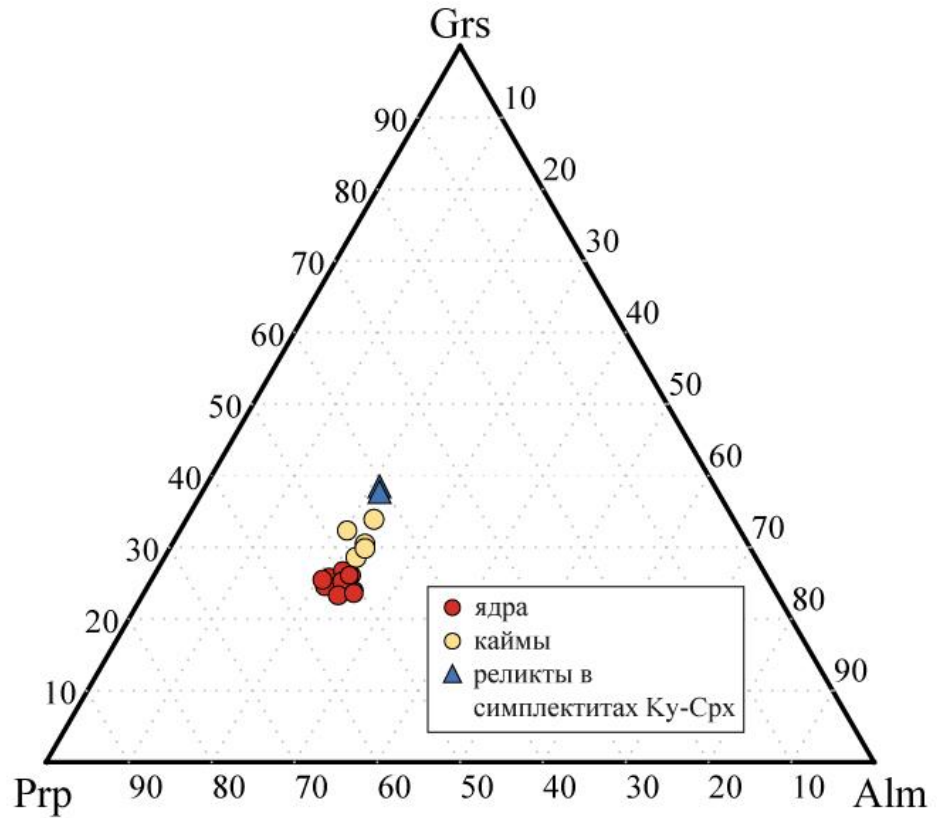


Рис. 4.9. Составы гранатов из гранулиты Зар19-3 на треугольной диаграмме Grs-Prp-Alm.

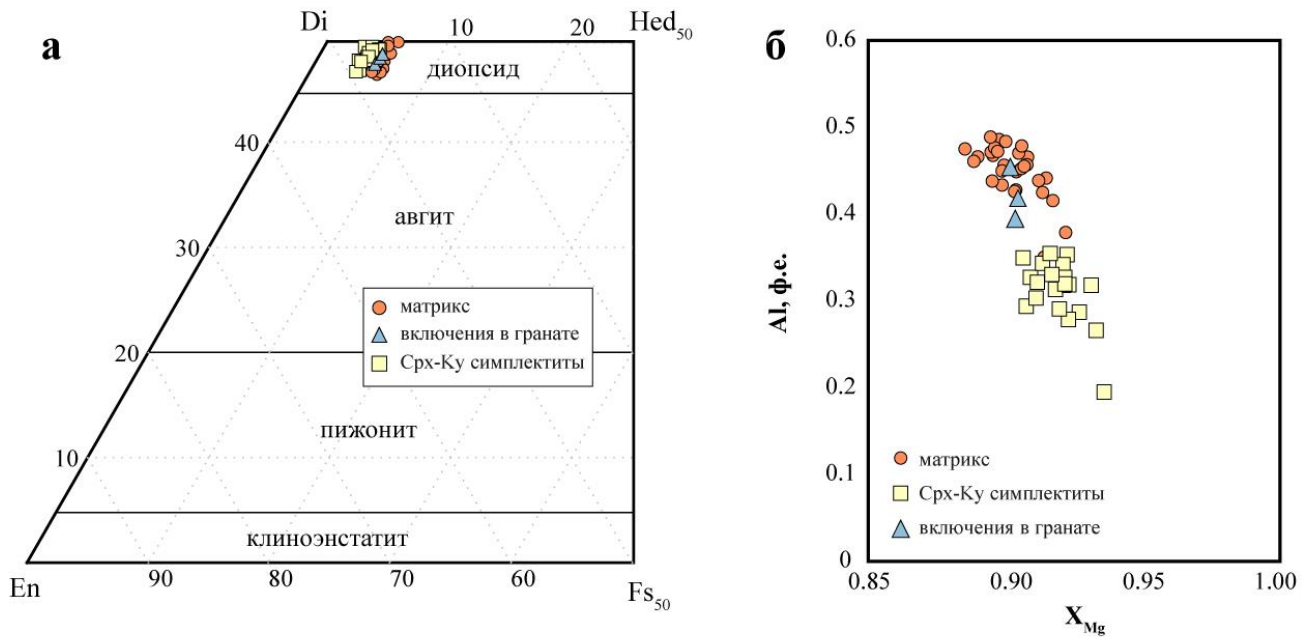


Рис. 4.10. Химические составы клинопироксена из гранулиты ZAR19-3 на трапеции Di-Hed-En-Fs (а) и на графике Al, ф.е. - X_{Mg} (б). $X_{Mg}^{Cpx} = Mg/(Mg+Fe^{2+})$.

Шпинель характеризуется $X_{Mg} = 0.57 - 0.60$ и практически не содержит Cr_2O_3 (0.26-0.32 мас.%). Содержание Fe^{3+} в шпинелях составляет 0.06-0.18 ф.е (Приложение 2, Таблица 2.1).

Наличие *кианита* подтверждено методом КР-спектроскопии (рис. 4.11).

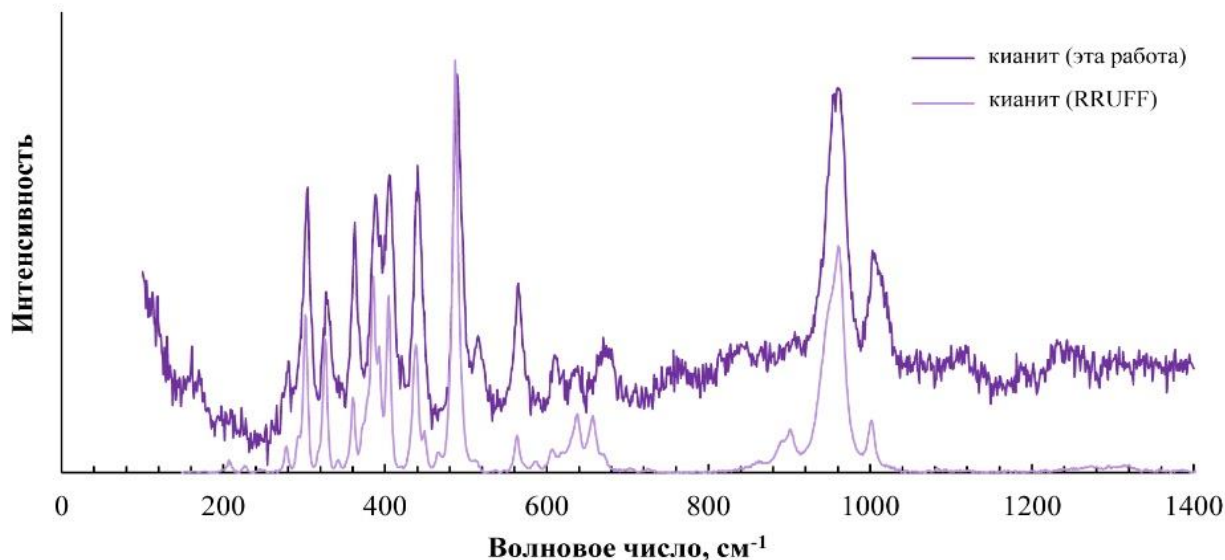


Рис. 4.11. Спектр комбинационного рассеяния кьянита из мафического гранулита Зар19-3.

Таблица 4.7. Химические анализы Орх-Pl симплектитов (по площади) из образца ксенолита Зар19-3.

Положение	симплектиты Орх-Pl-Spl* центр Grt	симплектиты Орх-Pl-Spl* контакт с Срх-Ку	симплектиты Орх-Pl-Spl* контакт с Срх	симплектиты Орх-Pl-Spl* контакт с Pl
SiO ₂	41.21	41.08	40.65	40.83
TiO ₂	0.11	0.01	0.03	0.09
Al ₂ O ₃	24.24	23.99	23.84	24.02
Cr ₂ O ₃	0.12	0.13	0.07	0.03
FeO	12.25	12.53	11.29	12.00
MnO	0.36	0.34	0.27	0.34
MgO	14.66	13.75	12.71	12.46
CaO	8.68	9.31	11.28	11.29
Na ₂ O	0.03	0.03	0.02	0.05
K ₂ O	0.00	0.01	0.05	0.02
Сумма	101.66	101.18	100.21	101.13

*площадки размером 20x30 μm

Состав Орх-Pl симплектитов по гранату, измеренный на микрозонде площадками размером 20x30 μm , зависит от структурного положения в породе (Таблица 4.7). Подробности раскрыты в главе 5.

Глава 5. Термодинамические условия метаморфизма

5.1. Ксенолиты из трубки Удачная

Восстановление P-T- f_{O_2} условий метаморфизма изученных ксенолитов из трубки Удачная проводилось методами моделирования фазовых равновесий и классической геотермобарометрии.

Моделирование фазовых равновесий выполнялось в системе $K_2O-Na_2O-CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2-TiO_2-Fe_2O_3$ с помощью программного комплекса *Perple_X* (версия 6.8.3., обновлённая 18 июня 2019 года). Для построения фазовых диаграмм использовались файл с термодинамической базой данных *hp62ver.dat* и файл с моделями твёрдых растворов *solution_model_686.dat*, а также следующие модели твёрдых растворов: Gt(HP) для граната (Holland, Powell, 1998), Cpx(HP) и Opx(HP) для клино- и ортопироксена (Holland, Powell, 1998), «feldspar» для плагиоклаза (Fuhrman, Lindsley, 1988), cAmph(G) для амфибола (Green и др., 2016) и Melt(JH) для расплава (Jennings, Holland, 2015).

Для расчёта фазовых диаграмм было решено использовать эффективный состав ксенолитов вместо валового состава из-за наличия вторичных изменений, связанных с воздействием кимберлитового расплава (методика расчёта эффективного состава описана в Главе 2).

Все породообразующие минералы демонстрировали концентрическую химическую зональность в той или иной мере, поэтому для учёта этой зональности были рассчитаны интегральные составы каждого минерала по следующей формуле:

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i * R_i^2 * \Delta x_i}{\sum_{i=1}^n R_i^2 * \Delta x_i},$$

где i – номер точки в химическом профиле минерала, n – количество точек в химическом профиле минерала, x_i – химический состав минерала в точке i , R_i – расстояние от геометрического центра зерна до точки i , Δx_i – шаг профиля в точке i (рис. 5.1).



Рис. 5.1. Схематическое изображение зерна зонального минерала с обозначением компонент интегрального состава (расшифровано слева) в сферическом приближении.

Фазовые диаграммы в координатах Р-Т, построенные для эффективных составов, учитывающих весь объём зёрен клинопироксена, показали невозможность воспроизведения равновесных составов клинопироксена, граната и плагиоклаза (Приложение 3). Мы предположили, что проблема заключается во включении магматических ядер клинопироксена в эффективный состав породы, и поэтому ядра клинопироксенов, содержащие ламели и составляющие около 85-90 об. % кристалла, были исключены из расчётов для всех образцов.

Таблица 5.1. Эффективные составы, использованные для моделирования в *Perple_X*: с исключением и без исключения ядер клинопироксена.

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	H ₂ O*	CO ₂ *
<i>Ядра клинопироксена исключены</i>										
OSYB9	45.08	2.78	20.28	17.81	0.37	3.75	6.70	2.96	-	-
OSYB14	44.52	1.84	21.21	13.16	0.22	6.92	8.41	2.43	0.27	0.15
Ud01-127	46.12	3.13	20.91	14.93	0.30	3.10	7.05	3.60	-	-
Ud01-300	44.26	2.34	21.23	17.92	0.34	4.59	6.53	2.55	-	-
Ud79-24	46.50	1.49	19.84	15.90	0.37	5.84	6.87	2.59	-	-
Ud79-27	48.06	2.40	20.74	13.70	0.31	3.61	6.97	3.89	-	-
<i>Ядра клинопироксена не исключены</i>										
OSYB9	46.88	2.05	15.36	15.60	0.29	6.18	10.97	2.47	-	-
OSYB14	45.99	1.57	17.20	11.77	0.17	8.45	11.77	2.12	0.19	0.11
Ud01-127	47.45	2.33	16.12	13.82	0.21	5.50	10.94	2.98	-	-
Ud01-300	46.55	1.70	15.39	14.85	0.25	7.30	11.74	2.05	-	-
Ud79-24	46.48	1.49	19.86	15.93	0.37	5.83	6.85	2.59	-	-
Ud79-27	49.26	1.63	14.31	12.63	0.23	6.65	12.12	2.96	-	-

*содержание было рассчитаны на основе количества амфибола (H₂O) и скаполита (CO₂)

Флюидные компоненты H_2O и CO_2 были добавлены в расчёт эффективного состава только для образца OSYB14, содержащего амфибол и скаполит в породообразующих количествах (Таблица 6.1). TiO_2 в расчёте использовался только для формирования ильменита, магнетита и Ti -содержащих минералов амфибола. Пироксены и гранат содержат незначительное количество TiO_2 , вхождение которого в структуры этих минералов не учтено в использованных моделях твёрдых растворов.

Эффективные составы образцов приведены в Таблице 5.1.

Для определения термодинамических P - T - f_{O_2} условий формирования мафических ксенолитов сначала были построены T - f_{O_2} фазовые диаграммы при разных давлениях (рис. 5.2a – 5.7a). P - T фазовые диаграммы рассчитывались (рис. 5.2b – 5.7b) с тем количеством O_2 в валовом составе системы, которое было получено на основании значений f_{O_2} для диаграмм T - f_{O_2} . Если обнаруживалось расхождение в полученных параметрах, проводилось несколько итераций повторного построения T - f_{O_2} и P - T диаграмм с уточнёнными параметрами. Значения T , P и f_{O_2} на фазовых диаграммах были определены по пересечению изоплет химических составов минералов: $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe^{tot})$ для клинопироксена, ортопироксена, граната и амфибола (в образце OSYB14), $X_{Ca} = Ca/(Ca+Fe^{tot}+Mg)$ для граната и $X_{Ca} = Ca/(Ca+Na+K)$ для плагиоклаза.

Фазовые диаграммы T - f_{O_2} и P - T были построены для всех изученных образцов ксенолитов и представлены на рис. 5.2 – 5.7. Полученные P - T - f_{O_2} параметры для каждого ксенолита обозначены в Таблице 5.2. В результате моделирования были получены следующие значения: $T = 620$ - 600 °C, $P = 9.0$ - 1.0 ГПа и $lgf_{O_2} = -21.4$ — -19.5 , т.е. от 2.0 до 2.5 логарифмических единиц ниже значений буфера QFM. Полученные значения соответствуют наименьшим температурам и высоким давлениям из массива значений, полученных ранее для мафических ксенолитов средне-нижнекорковых гранулитов из кимберлитовой трубки Удачная (рис. 5.8a).

Таблица 5.2. P - T - f_{O_2} условия метаморфизма для образцов мафических гранулитов из трубки Удачная.

Образец	P , ГПа	T , °C	$lg(f_{O_2})$	$lg(QFM)$	$\Delta log(f_{O_2}-QFM)$	O_2 , wt%
OSYB9	0.9	650	-20.5	-18.0	-2.5	0.03
OSYB14	0.8	600	-20.5	-19.6	-0.9	0.03
Ud01-127	0.9	640	-21.4	-18.3	-3.1	0.02
Ud01-300	0.9	650	-20.8	-18.0	-2.8	0.01
Ud79-24	0.9	660	-21.0	-17.7	-3.3	0.01
Ud79-27	1.0	650	-19.5	-17.9	-1.6	0.03

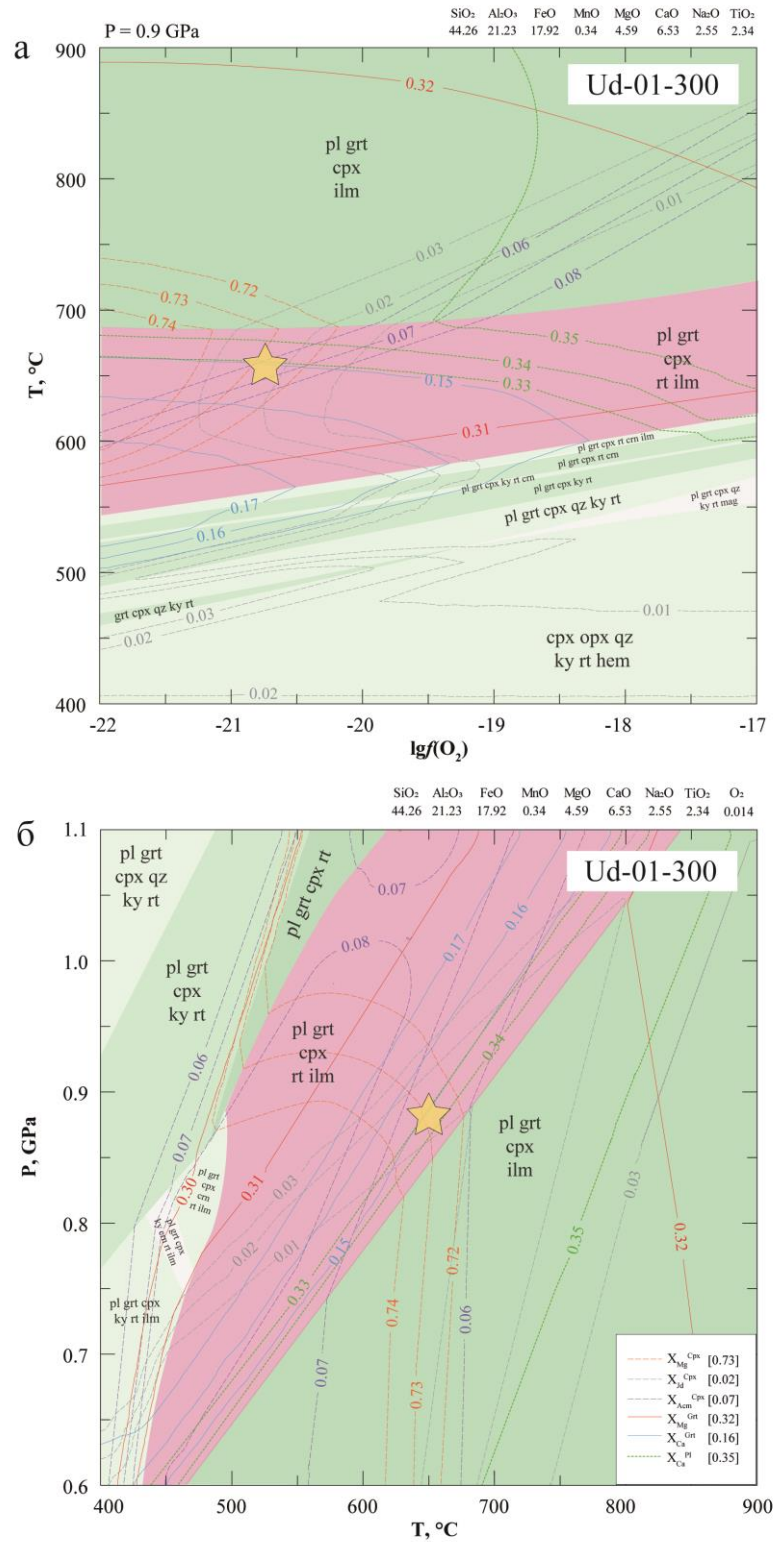


Рис. 5.2. Результаты моделирования фазовых равновесий для эффективного состава образца Ud01-300 (табл. 6.1). (а) T- $\lg(f_{O_2})$ фазовая диаграмма; (б) P-T фазовая диаграмма для содержания $O_2 = 0.014$ вес.%. Эффективный состав (в мас. %) показан над диаграммами. Звёздочками показаны восстановленные T- f_{O_2} и P-T условия. В правом нижнем углу представлена цветная легенда для изоплет химических составов минералов, в квадратных скобках даны их реперные составы.

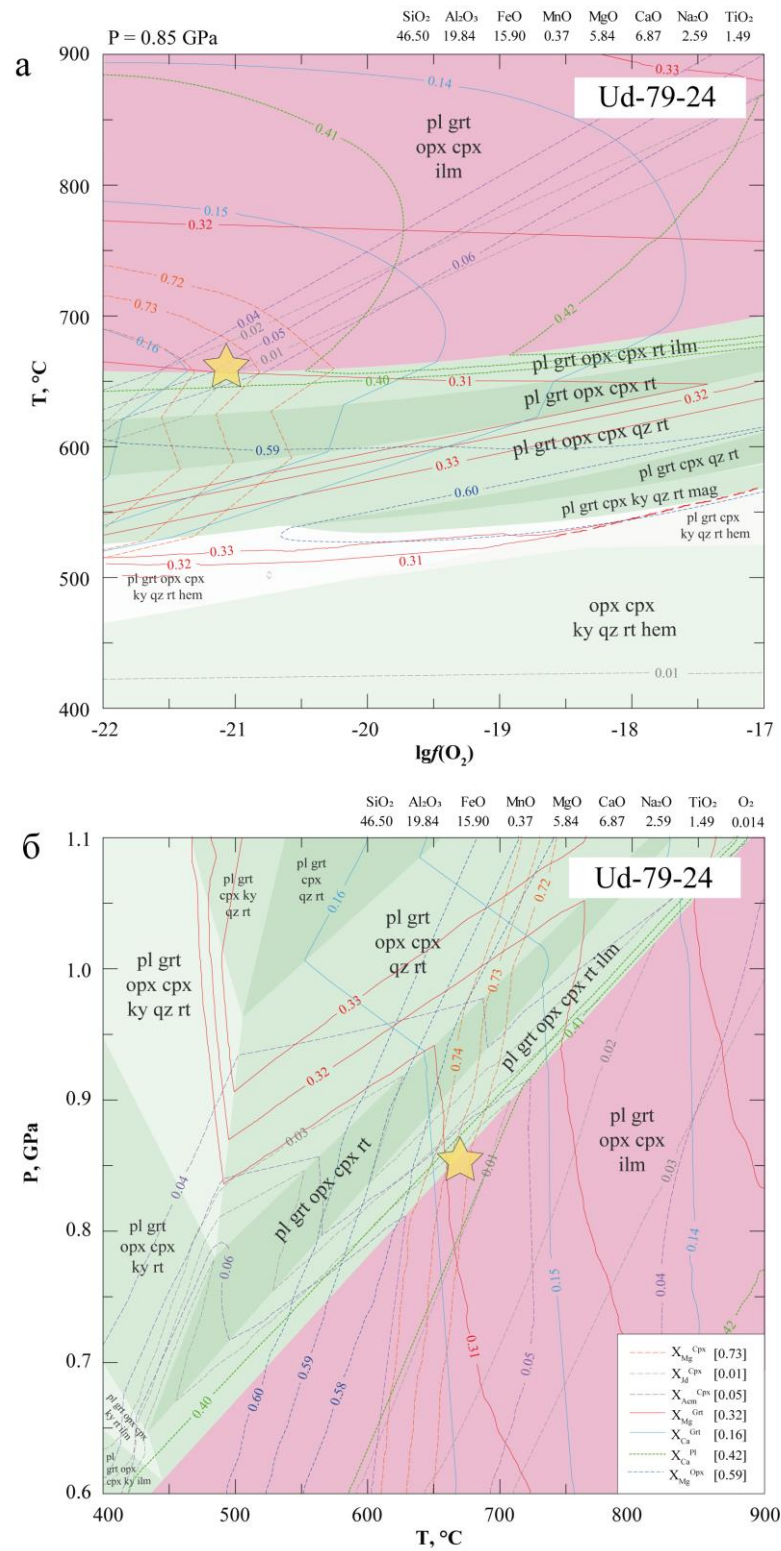


Рис. 5.3. Результаты моделирования фазовых равновесий для эффективного состава образца Ud01-300 (Таблица 6.1). (а) T- $\lg(f_{O_2})$ фазовая диаграмма; (б) P-T фазовая диаграмма с содержанием O₂ = 0.014 вес.%. Эффективный состав (в мас. %) показан над диаграммами. Звёздочками показаны восстановленные T- f_{O_2} и P-T условия. В правом нижнем углу представлена цветная легенда для изоплет химических составов минералов, в квадратных скобках даны реперные составы.

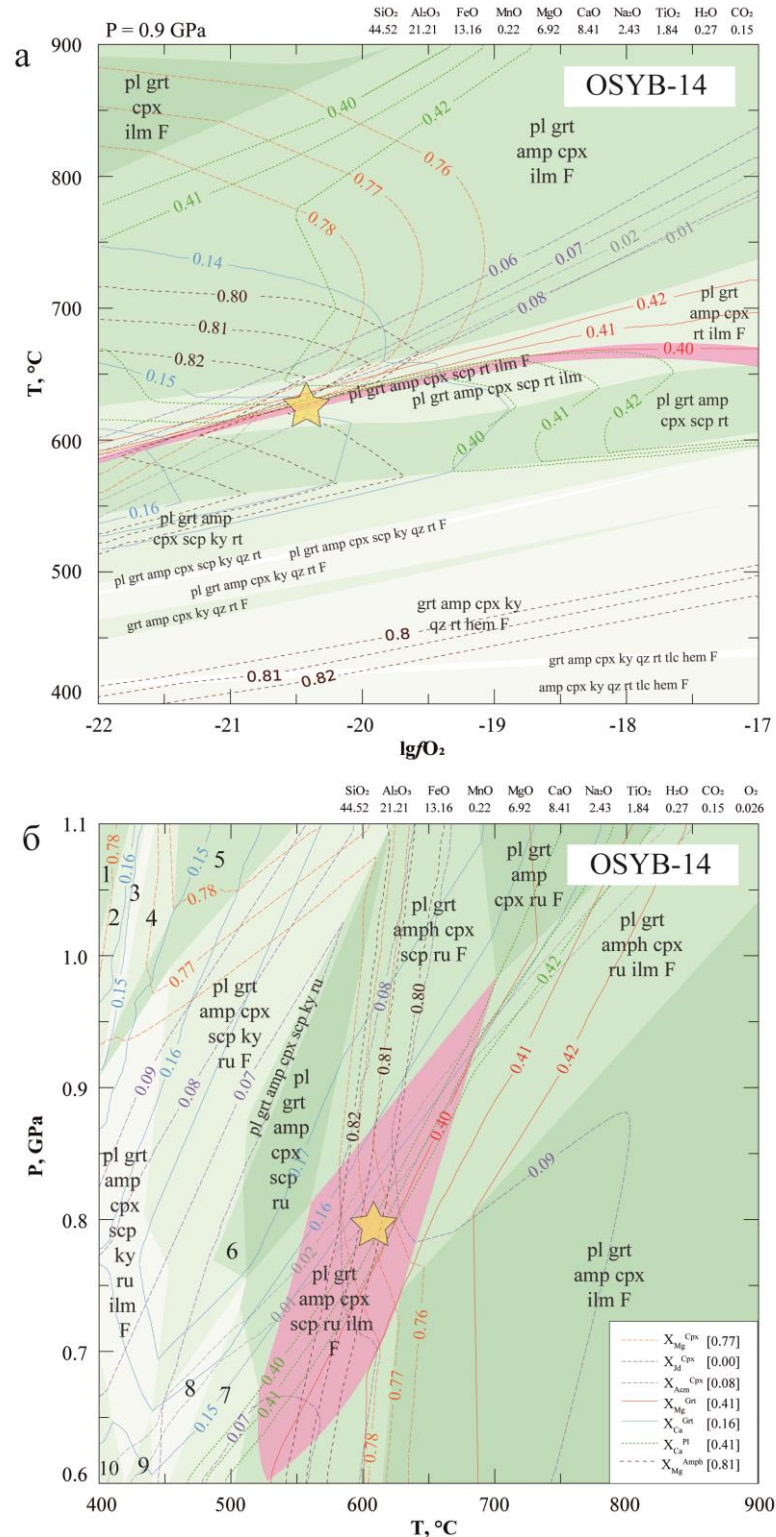


Рис. 5.4. Результаты моделирования фазовых равновесий для эффективного состава образца OSYB14 (Таблица 6.1). (а) Т- $\lg(f\text{O}_2)$ фазовая диаграмма; (б) Р-Т фазовая диаграмма с содержанием $\text{O}_2 = 0.014$ вес.%. Эффективный состав показан над диаграммами. Звёздочками показаны восстановленные Т- $f\text{O}_2$ и Р-Т условия. В правом нижнем углу представлена цветная легенда для изоплет химических составов минералов, в квадратных скобках даны реперные составы.

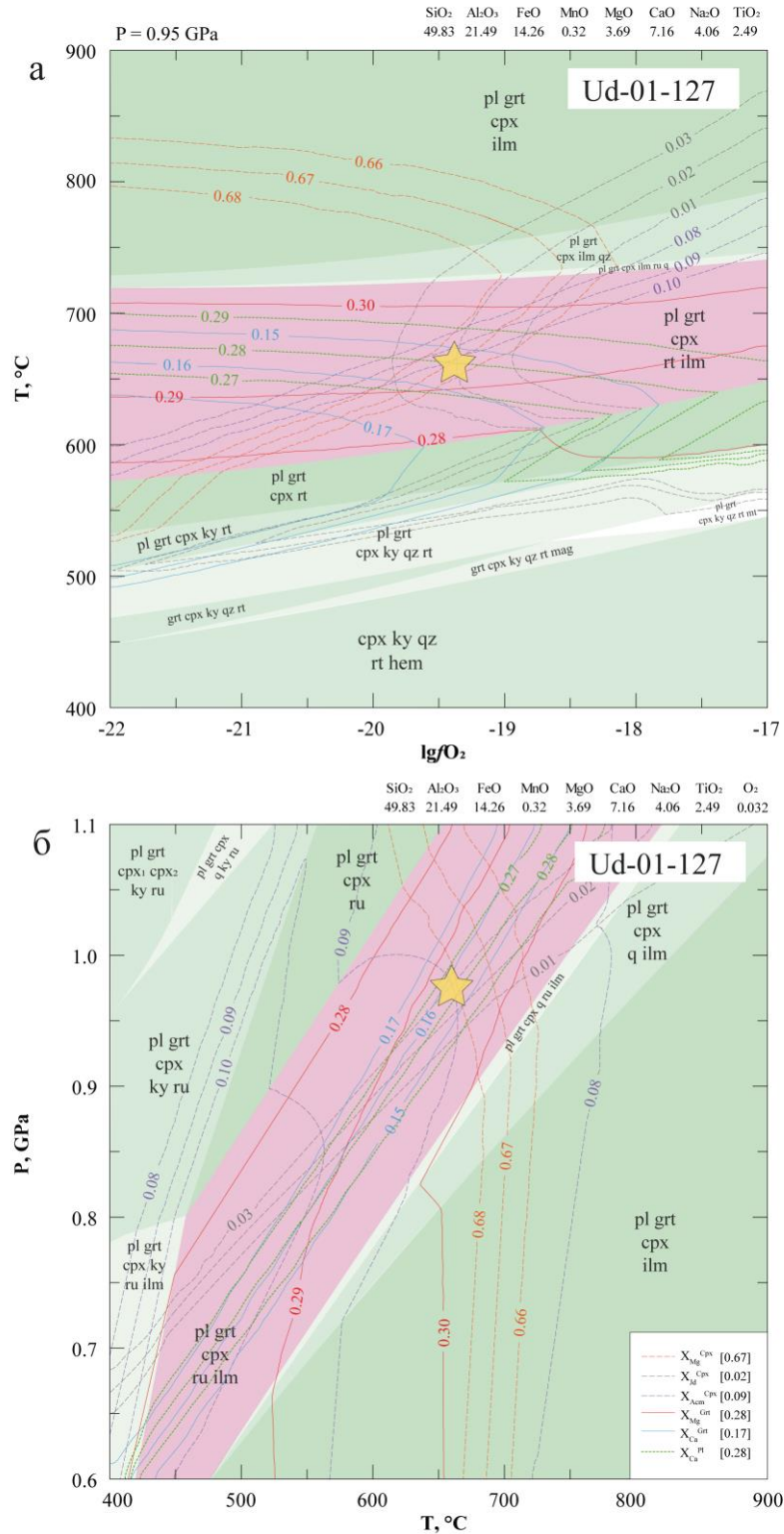


Рис. 5.5. Результаты моделирования фазовых равновесий для эффективного состава образца Ud01-127 (Таблица 6.1). (а) T- $lg(f_{O_2})$ фазовая диаграмма; (б) P-T фазовая диаграмма с содержанием O₂ = 0.014 вес.%. Эффективный состав (в мас. %) показан над диаграммами. Звёздочками показаны восстановленные T- f_{O_2} и P-T условия. В правом нижнем углу представлена цветная легенда для изоплет химических составов минералов, в квадратных скобках даны реперные составы.

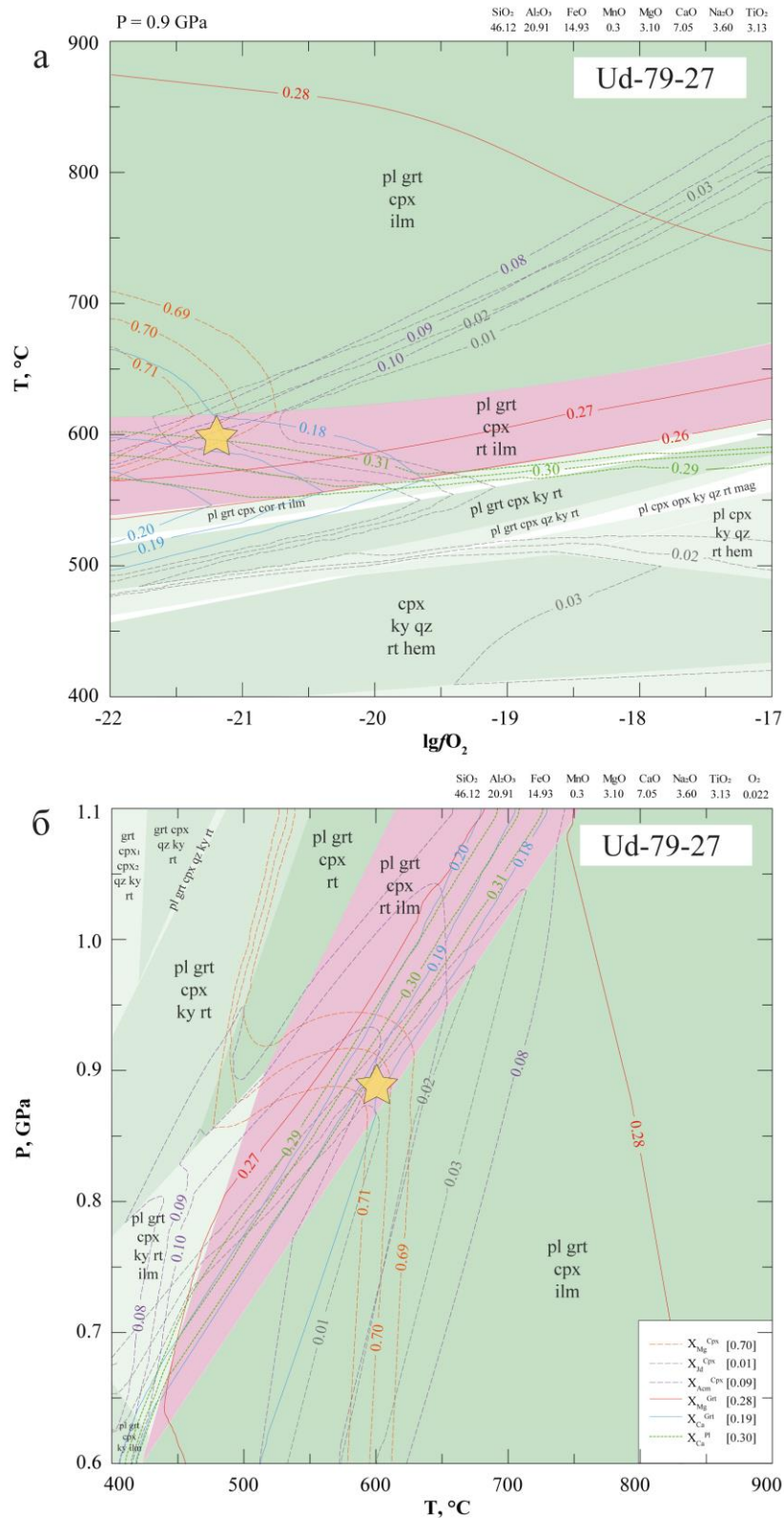


Рис. 5.6. Результаты моделирования фазовых равновесий для эффективного состава образца Ud79-27 (Таблица 6.1). (а) Т- $\lg(f_{O_2})$ фазовая диаграмма; (б) Р-Т фазовая диаграмма с содержанием $O_2 = 0.014$ вес.%. Эффективный состав показан над диаграммами. Звёздочками показаны восстановленные Т- f_{O_2} и Р-Т условия. В правом нижнем углу представлена цветная легенда для изоплет химических составов минералов, в квадратных скобках даны реперные составы.

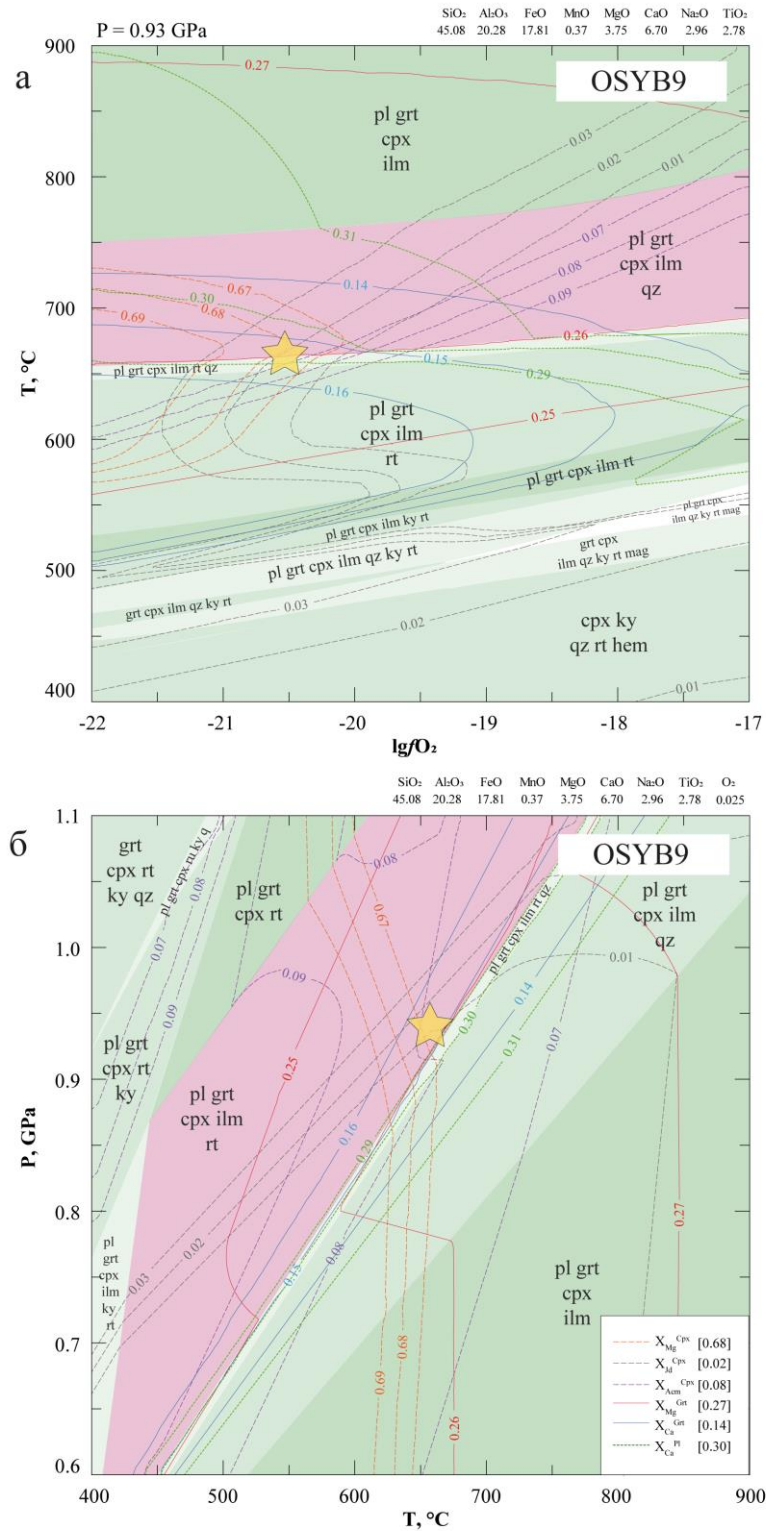


Рис. 5.7. Результаты моделирования фазовых равновесий для эффективного состава образца OSYB9 (табл. 6.1). (а) T- $\lg(f_{O_2})$ фазовая диаграмма; (б) P-T фазовая диаграмма с содержанием $O_2 = 0.014$ вес.%. Эффективный состав показан над диаграммами. Звёздочками показаны восстановленные T- f_{O_2} и P-T условия. В правом нижнем углу представлена цветная легенда для изоплет химических составов минералов, в квадратных скобках даны реперные составы.

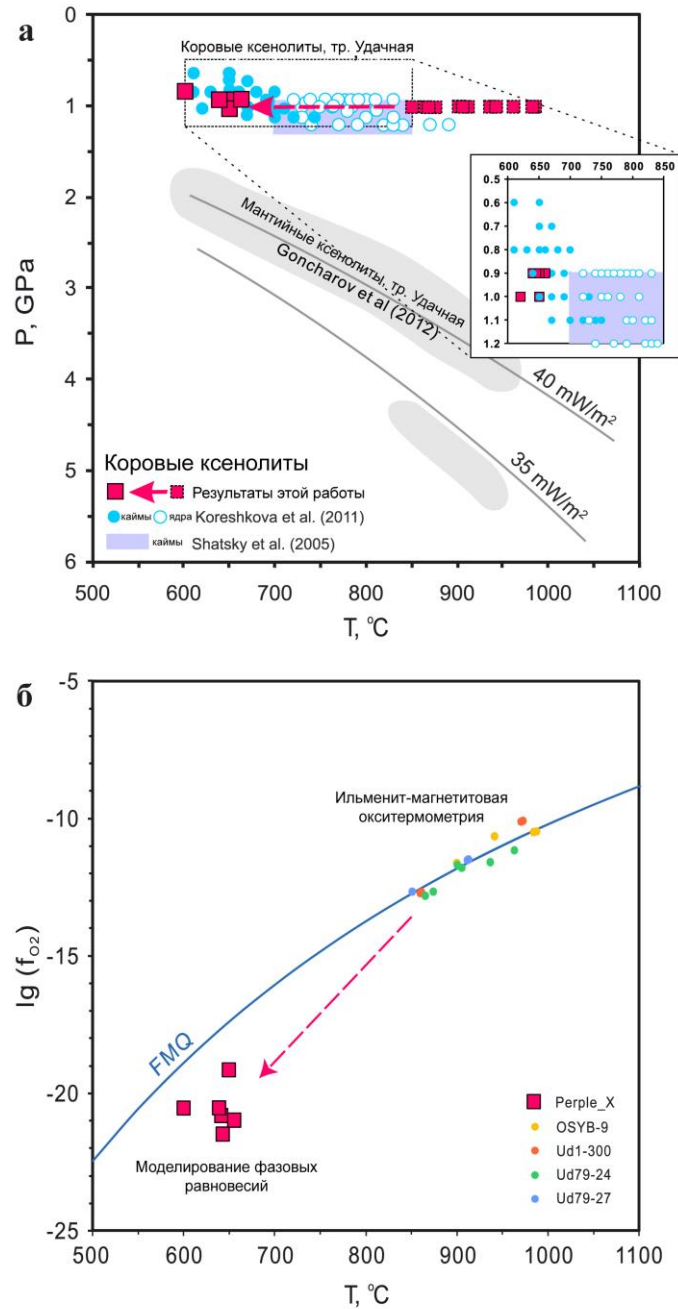


Рис. 5.8. Термодинамические параметры тектоно-термальных событий, полученные по ксенолитам гранулитов из кимберлитовой трубки Удачная. (а) P-T условия и предполагаемый P-T тренд метаморфизма, полученный с использованием результатов моделирования фазовых равновесий и ильменит-магнетитовой окситермометрии (розовые квадраты). P-T параметры из предыдущих работ по мафическим ксенолитам гранулитов (Shatsky et al., 2005, 2016, 2018; Koreshkova et al., 2006, 2011) и мантийным ксенолитам (Goncharov et al., 2012) показаны для сравнения. (б) P-T параметры из ранее упомянутой литературы в сравнении с полученными в этой работе оценками. (в) Тренд T-lg(f_{O2}) условий изученных образцов по результатам моделирования фазовых равновесий и ильменит-магнетитовой окситермометрии (Anderson and Lindsley, 1985).

P-T оценки условий метаморфизма также были проведены методом минеральной геотермобарометрии с использованием гранат-клинопироксенового (Ellis, Green, 1979; Ai, 1994; Ravna, 2000) и гранат-ортопироксенового (Harley, 1984) геотермометров. Для определения температуры использовались составы контактирующих зон минералов, расположенных вдали от продуктов преобразования кимберлитовым расплавом, и давления, полученные по данным моделирования в *Perple_X*. Для Mg-Fe минералов содержание Fe^{3+} не учитывалось. Полученные температуры составляют 540-700°C (Таблица 5.3), что хорошо коррелируют с температурами, полученными при моделировании фазовых равновесий (600-620°C, Таблица 5.1).

Для образца Ud01-127, содержащего кварц, был применён гранат-плаггиоклаз-клинопироксен-кварцевый геобарометр (Newton, Perkins, 1982) – наиболее часто используемый для определения давления в мафических гранулитах. Полученное давление составило 0.6 ГПа, что намного ниже давлений, полученных нами в результате моделирования фазовых равновесий (0.8 – 1.0 ГПа) или в предыдущих работах (рис. 5.8а).

Таблица 5.3. Результаты классической термобарометрии для мафических гранулитов из ксенолитов кимберлитовой трубки Удачная.

	Геотермометрия				Геобарометрия	Моделирование	
	T, °C				P, ГПа	Perple_X	
Образец	Cpx-Grt (Ai, 1994)	Cpx-Grt (Ravna, 2000)	Cpx-Grt (Ellis & Green, 1979)	Opx-Grt (Harley, 1984)	Grt-Pl-Cpx-Qz (Newton & Perkins, 1982)	P, GPa	T, °C
OSYV9	593	605	702	-	-	0.9	650
OSYV14	640	655	707	641	-	1.0	620
UD-79-24	604	617	719	724	-	0.9	660
UD-79-27	648	653	744	-	-	1.0	650
UD-01-127	632	638	733	-	0.6	0.9	640
UD-01-300	604	617	719	-	-	0.9	650

Для оценки T и f_{O_2} условий образования ильменита с ламеллями Ti-магнетита применялась ильменит-магнетитовая окситермометрия (Anderson, Lindsley, 1985). Полученные оценки температуры составили 850-990°C, а фугитивности кислорода - FMQ ± 0.5 (рис. 5.8б). Эти значения отличаются от тех, что получены при моделировании составов породообразующих силикатных минералов и, вероятно, отображают условия ранней эволюции изученных ксенолитов (рис. 5.8б).

5.2. Ксенолит из трубки Зарница

5.2.1. Условия образования гранулита Зар19-3

Основной парагенезис мафического гранулита Зар19-3 представлен клинопироксеном, гранатом и плагиоклазом. Для определения P-T условий его образования были применены методы моделирования фазовых равновесий и минеральной геотермобарометрии.

Моделирование фазовых равновесий осуществлялось в программном комплексе *Perple_X* (Connolly, 2005) (версия 6.9.1 от 2 декабря 2022 года) с использованием файлов *hp634ver.dat* с термодинамической базой данных (Holland, Powell, 2011) и *solution_model.dat* с моделями твёрдых растворов, среди которых применялись следующие: *Срх*(HP) для клинопироксена (Holland, Powell, 1998), *Орх*(ТН) для ортопироксена, *Gt*(ТН) для граната, *Sp*(ТН) для шпинели (Tomlinson, Holland, 2021) и «feldspar» для плагиоклаза (Fuhrman, Lindsley, 1988).

Фазовые P-T диаграмм были построены для эффективного состава гранулита, рассчитанного для участка шлифа, слабо затронутого вторичными преобразованиями и с учётом присутствия симплектитов, замещающих первичные минералы ксенолита (методика расчёта эффективного состава описана в Главе 2). Например, *Срх*-*Ку* симплектиты образуются преимущественно внутри плагиоклаза и, реже, в гранате, поэтому они были учтены в эффективном составе ксенолита как смесь граната и плагиоклаза в количестве 5 об.%. Оптимальное соотношение граната и плагиоклаза в смеси было определено подбором и составило 70:30%. Критерием корректного соотношения *Grt* и *Pl* выступало пересечение изоплет химических составов минералов на фазовой P-T диаграмме (рис. 5.9). *Орх*-*Pl* симплектиты формируются только по гранату, поэтому в расчёте эффективного состава они были учтены как гранат. В эффективный состав породы не был включён кулькеит, составляющий 7 объёмных % породы, поскольку для него отсутствуют термодинамические данные, а генезис этого минерала требует специального рассмотрения.

Модельная P-T фазовая диаграмма для *Grt*-*Срх*-*Pl* парагенезиса представлена на рис. 5.9. Условия формирования гранулита восстанавливались по пересечению изоплет химических составов минералов в фазовом поле, парагенезис которого соответствует природному – *Срх*-*Grt*-*Pl*. В качестве маркерных параметров состава минералов были использованы $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ для клинопироксена и граната, X_{Jd} для клинопироксена, $X_{Ca} = Ca/(Ca+Mg+Fe^{2+})$ для граната и $X_{Ca} = Ca/(Ca+Na)$ для плагиоклаза. Необходимое пересечение изоплет найдено в поле *Срх*-*Grt*-*Pl*-*Cor* (расчётное содержание корунда ничтожно мало, <1 об. %) в диапазоне давлений 1.2-1.3 ГПа и температур 700-750°C. Модальные содержания минералов в фазовом поле близки к пропорциям минералов в образце ксенолита.

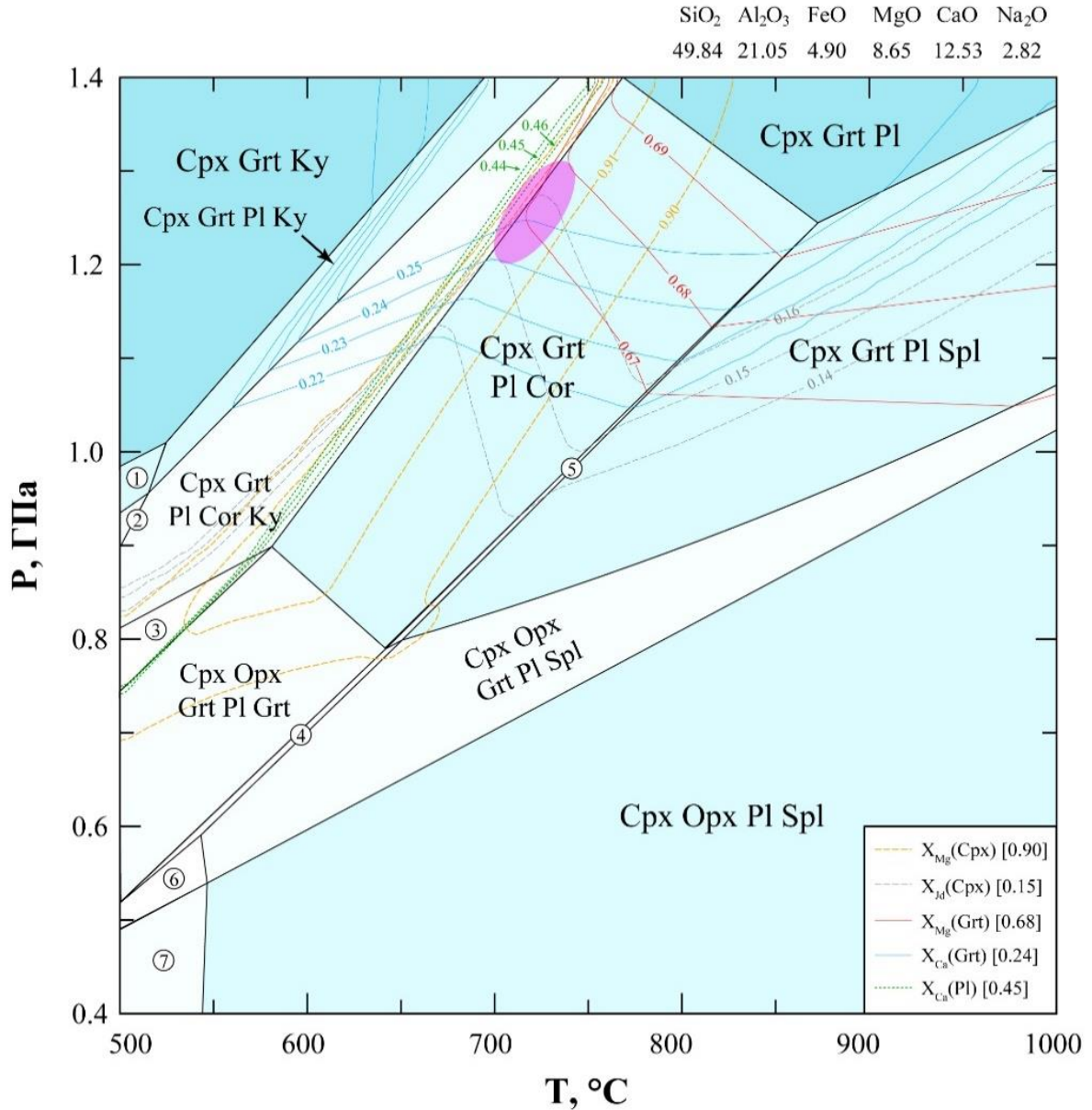


Рис. 5.9. Фазовая P-T диаграмма для гранулитa ZAR19-3, рассчитанная с помощью *Perple_X*. Эффективный состав породы (в мас. %) указан над диаграммой. Легенда показывает цвета изоплет и реперные параметры состава минералов. Розовый овал – область восстановленных P-T параметров метаморфизма. Расчетные содержание корунда в этой области <1 объемн. %. Поля с парагенезисами: 1 – Cpx-Gt-Ky-Ab, 2 – Cpx-Gt-Ky-Ab-Cor, 3 – Cpx-Gt-Pl-Орх-Ky-Cor, 4 – Cpx-Gt-Pl-Орх-Spl-Cor, 5 – Cpx- Gt-Pl-Spl-Cor, 6 – Cpx- Gt-Pl₁-Pl₂-Орх-Spl, 7 – Cpx-Pl₁-Pl₂-Орх-Spl. Подробности в тексте.

Применение Grt-Cpx геотермометра (Ai, 1994; Ravna, 2000) и Grt-Cpx-Pl-Qz геобарометра (Newton, Perkins, 1982) для составов ядер клинопироксена, граната и плагиоклаза (напомним, что каймы граната замещены симплектитом) показало P-T условия метаморфизма 676-720°C и 1.2

ГПа (Таблица 5.4) соответственно, что хорошо согласуется с данными, полученными с помощью моделирования фазовых равновесий (рис. 5.9). Grt-Cpx геотермометр (Ellis, Green, 1979) показывает заметно более высокие значения температуры (Таблица 5.4).

Таблица 5.4. Результаты геотермобарометрии для гранулита ZAR19-3 из трубки Зарница.

Cpx		Grt		Pl	Геотермометрия, T°C		Геобарометрия, GPa	
X _{Mg}	X _{Jd}	X _{Mg}	X _{Ca}	X _{Ca}	Grt-Cpx (Ai, 1994)	Grt-Cpx (Ravna, 2000)	Grt-Cpx (Ellis, Green, 1985)	Grt-Pl-Cpx-Qz (Newton & Perkins, 1982)
0.91	0.15	0.65	0.28		676*	676*	847*	
0.90	0.15	0.68	0.24		718*	720*	894*	
0.90	0.13	0.68	0.24		718*	720*	894*	
0.90	0.16	0.67	0.23		692*	697*	869*	
0.91	0.14	0.65	0.29		686*	685*	855*	
0.91	0.14	0.65	0.29	0.45				1.2**

* при заданном давлении P= 1.2 ГПа; ** при заданной температуре T= 700°C.

5.2.2. Условия образования симплектитов из ксенолита Zар19-3

Рост симплектитов обусловлен реакцией породы на стремительно меняющиеся внешние условия. Обнаружение двух разных типов симплектитов в одной метаморфической породе - большая редкость (Cruciani и др., 2008; Obata, 2011; Zhao и др., 2000), указывающая на её многостадийную эволюцию и заслуживающая особого внимания. В изученном ксенолите Zар19-3 Сrx-Ку и Орх-Pl симплектиты образуются по разным минералам на различных этапах эволюции гранулита, а, значит, их рост связан с разными минеральными реакциями и, возможно, флюидами.

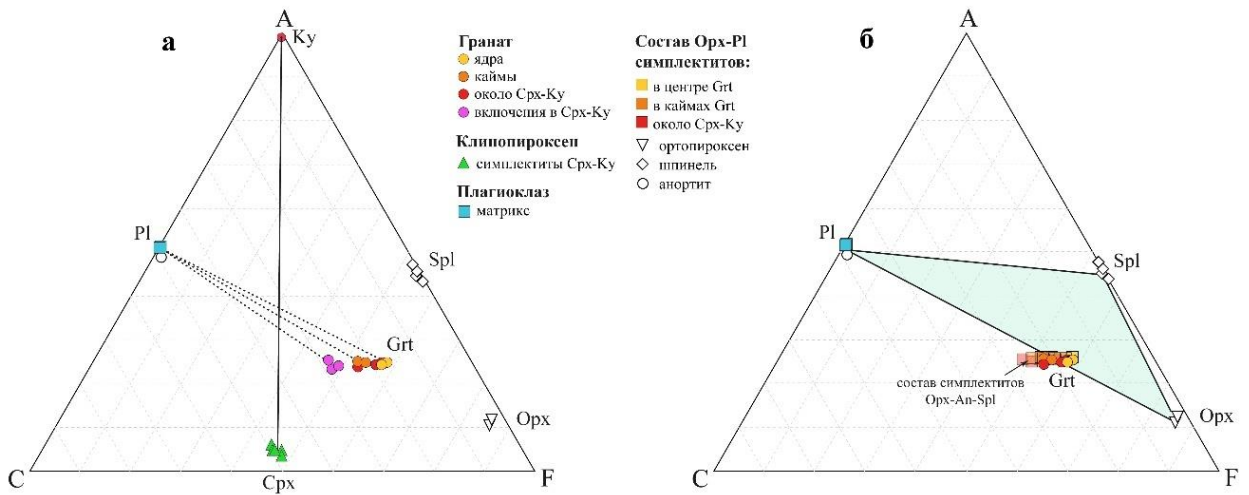
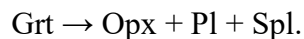


Рис. 5.10. Породообразующие минералы и симплектиты на ACF диаграмме состав-парагенезис для гранулита ZAR19-3. *а*) Сrx-Ку симплектиты и составы граната и плагиоклаза. *б*) Орх-Pl-Spl симплектиты и составы Орх, Pl и Spl (залитый треугольник отображает равновесный парагенезис Орх, Pl и Spl). Компоненты в вершинах ACF диаграммы: A = Al₂O₃ – (Na₂O + K₂O), C = CaO, F = FeO + MgO + MnO. Сплошные линии – коноды новообразованных минералов, пунктирные – исходных минералов.

Химические составы минералов, слагающих два типа симплектитов, отображены на треугольной диаграмме состав-парагенезис Al₂O₃-CaO-(FeO+MgO+MnO) (ACF) на рис. 5.10. На той же диаграмме (рис. 5.10) нанесены валовые составы Орх-Pl симплектитов (Орх+Pl+Spl), измеренные электронно-зондовой спектроскопией.

Орх-Pl симплектиты. Составы плагиоклаза, ортопироксена и шпинели из Орх-Pl симплектитов образуют парагенетический треугольник на рис. 5.10б. Составы ядер граната прилегают к Орх-Pl стороне этого треугольника, что согласуется с незначительным содержанием шпинели в этом парагенезисе. Поскольку составы ядер граната попадают внутрь парагенетического треугольника Орх-Pl-Spl (рис. 5.10), образование Орх-Pl симплектитов могло происходить в результате распада граната по реакции:



Измеренные площадные составы Орх-Pl симплектитов показывают явную зональность как на границе граната с другими минералами, так и внутри самого граната (рис. 5.11а-у). В частности, Орх-Pl симплектиты содержат больше CaO и меньше MgO по мере удаления от границы с гранатом на контакте с клинопироксеном и особенно с плагиоклазом (рис. 5.11б,в,д,е).

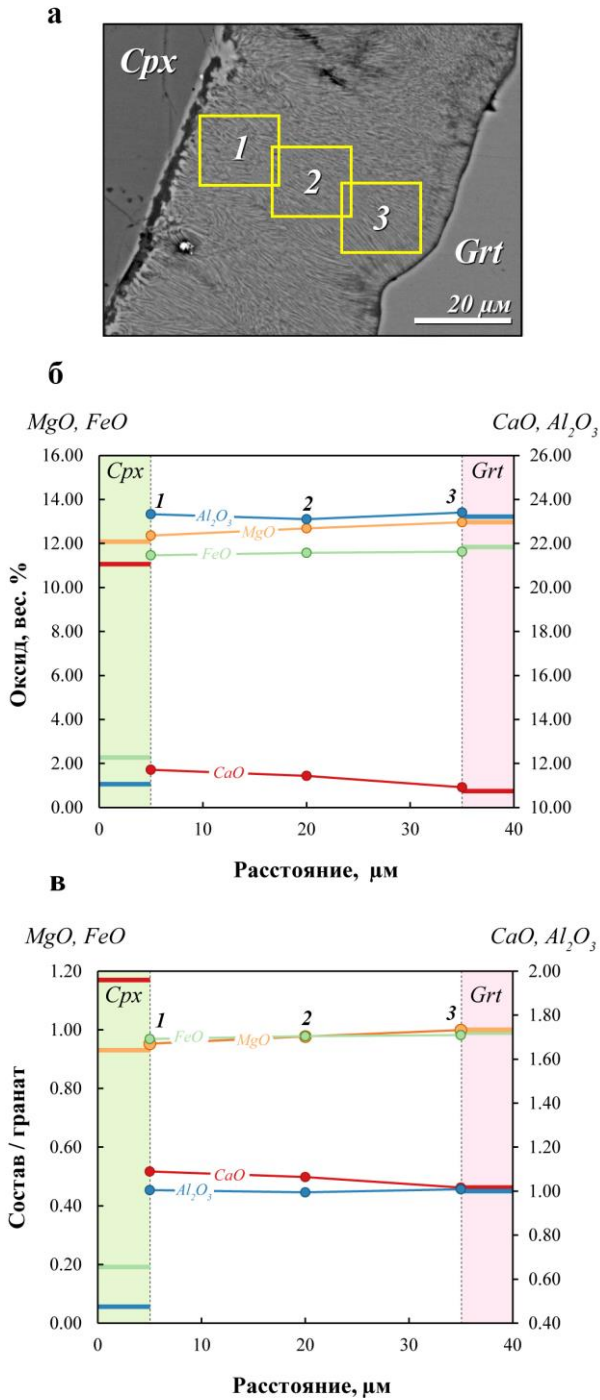


Рис. 5.11. Зональность измеренных на микрозонде площадных составов Орх-Р1 симплектитов вдоль профилей на контакте симплектитов с клинопироксеном: (а) фото симплектитов в обратно-рассеянных электронах, (б) профиль абсолютных содержаний оксидов в вес. %, (в) нормированный на гранат профиль. Цифры – номера площадных анализов, прямоугольники на изображениях в обратно-рассеянных электронах – аналитическая область. MgO, FeO отсчитывается по левой оси, а CaO, Al₂O₃ – по правой оси. Цветные риски в закрашенных полях показывают содержание оксидов в минералах, контактирующих с симплектитами.

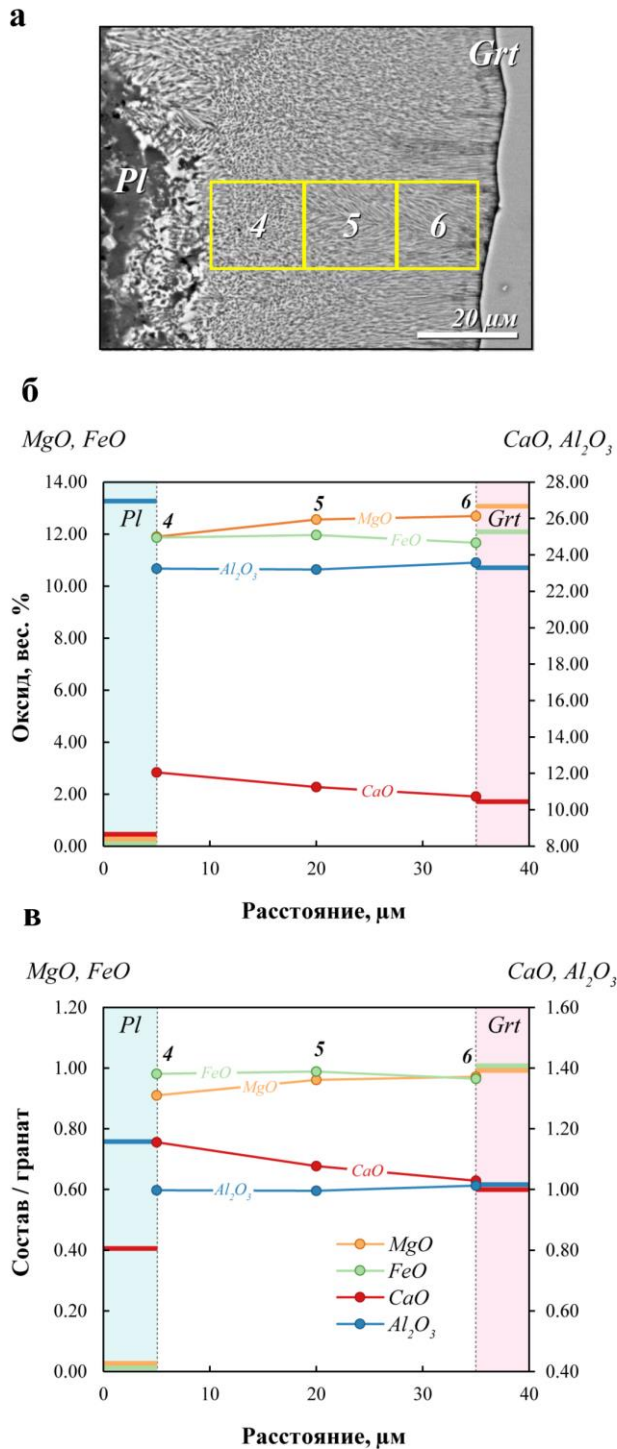
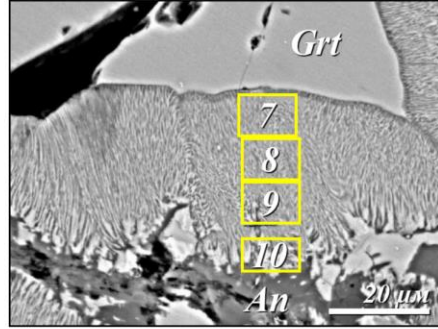
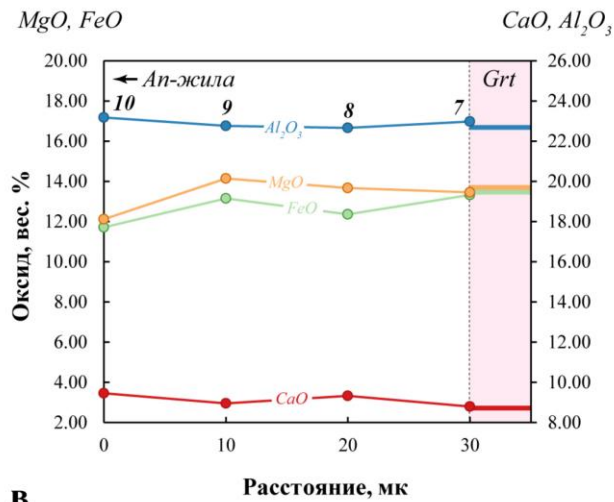


Рис. 5.12. Зональность измеренных на микрозонде площадных составов Орх-Pl симплектитов вдоль профилей на контакте симплектитов с плагиоклазом: (а) фото симплектитов в обратно-рассеянных электронах, (б) профиль абсолютных содержаний оксидов в вес. %, (в) нормированный на гранат профиль. Цифры – номера площадных анализов, прямоугольники на изображениях в обратно-рассеянных электронах – аналитическая область. MgO, FeO отсчитывается по левой оси, а CaO, Al₂O₃ – по правой оси. Цветные отрезки в закрашенных полях показывают содержание оксидов в минералах, контактирующих с симплектитами.

а



б



в

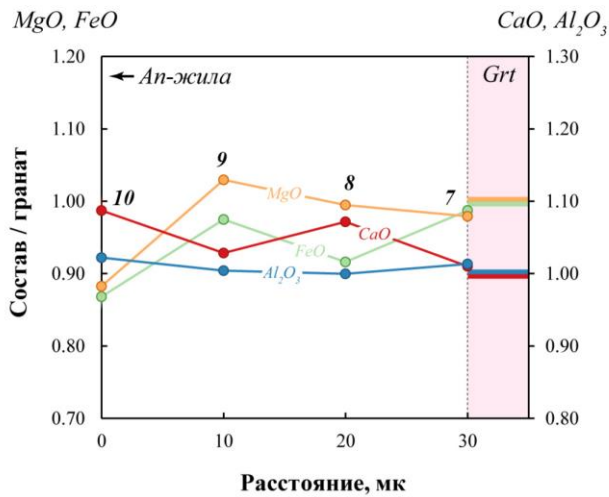


Рис. 5.13. Зональность измеренных на микрозонде площадных составов Орх-Р1 симплектитов в жиле внутри граната: (а) фото симплектитов в обратно-рассеянных электронах, (б) профиль абсолютных содержаний оксидов в вес. %, (в) нормированный на гранат профиль. Цифры – номера площадных анализов, прямоугольники на изображениях в обратно-рассеянных электронах – аналитическая область. MgO, FeO отсчитывается по левой оси, а CaO, Al₂O₃ – по правой оси. Цветные риски в закрашенных полях показывают содержание оксидов в минералах, контактирующих с симплектитами.

Зональные составы Орх-Pl симплектитов выходят за пределы треугольника Pl-Орх-Spl на ACF диаграмме (рис. 5.10б). Гранат, по которому формируются Орх-Pl симплектиты, также демонстрируют химическую зональность по Ca и Mg, о которой сообщалось ранее. Для учёта этой зональности, составы Орх-Pl симплектитов, вынесенные на рис. 5.11, нормировались на состав граната, измеренный рядом с анализами симплектитов (рис. 5.11в,е,и). Объяснить зональность симплектитов можно было бы диффузией на границе с контактирующими минералами. Но содержание CaO в Орх-Pl симплектитах на границе с плагиоклазом (высоко-Ca минералом) меньше, чем в гранате (рис. 5.11д,е). В случае диффузии наблюдалась бы противоположная тенденция. Также следует заметить, что составы симплектитов в зальбандах жил внутри граната совпадают с составом граната, но при приближении к анортиту в центральной части жилы также показывают зональность по содержанию CaO, MgO и FeO (рис. 5.13б,в).

Наблюдаемая зональность в симплеклитах даёт основание предположить, что их образование происходило под воздействием внешнего флюида, привносящего CaO и выносящего MgO. Стоит заметить, что поведение FeO на профилях различно: на контакте Орх-Pl симплектитов с клинопироксеном и плагиоклазом его содержание практически неизменно, однако на границе с анортитом внутри симплектитовой жилы в гранате содержание железа заметно падает (рис. 5.13б,в). Концентрации CaO и MgO закономерно изменяются для всех профилей Орх-Pl симплектитов, а содержание FeO – нет, поэтому мы не рассматривали FeO как компонент флюидной фазы.

Для определения P-T условий формирования Орх-Pl симплектитов с применением метода моделирования фазовых равновесий в Perple_X мы применили подход, предложенный ранее для ультрамафитов Максютковского комплекса (Perchuk и др., 2024). Следуя этому подходу, для моделирования был выбран химический состав граната, наиболее близкий к составам симплектитовых жил (Приложение 2, Таблица 2.1, отмечен звёздочкой). Наблюдаемая в симплеклитах зональность (рис. 5.11-5.13) предполагает локальный привнос CaO и вынос MgO в процессе распада граната на границе с клинопироксеном и плагиоклазом, поэтому в качестве осей фазовой диаграммы мы использовали активности CaO и MgO (рис. 5.14-5.16). В качестве реперных были выбраны составы крупных зёрен ортопироксена и шпинели, а также анортита из центральных частей зональных симплектитовых жил в гранате.

Расчёт фазовых диаграмм выполнялся в диапазоне давления 0.1 – 1.2 ГПа (шаг 0.3 ГПа) и температуры 700 – 1200 °C (шаг 100°C). Наиболее важные a_{CaO} - a_{MgO} фазовые диаграммы представлены на рис. 5.11-5.13. Из результатов моделирования следует, что парагенезис Орх-Pl-Spl остаётся стабильным при всех рассмотренных температурах и давлениях, за исключением условий при 700°C и 1.2 ГПа. Установление P-T условий и активностей CaO и MgO роста Орх-Pl

симплектитов производилось по пересечению изоплет для $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe)$ для Оpx и Spl и $X_{Ca} = Ca/(Ca + Na)$ для Pl. Искомые составы всех минералов предсказываются только при температуре 900 °С и давлении 0.6 ГПа. Логарифмы активностей при этих P-T условиях составили: -5.2 для CaO и -1.6 для MgO (рис. 5.15), значения химических потенциалов - $\mu_{CaO} = -778$ кДж/моль, $\mu_{MgO} = -654$ кДж/моль.

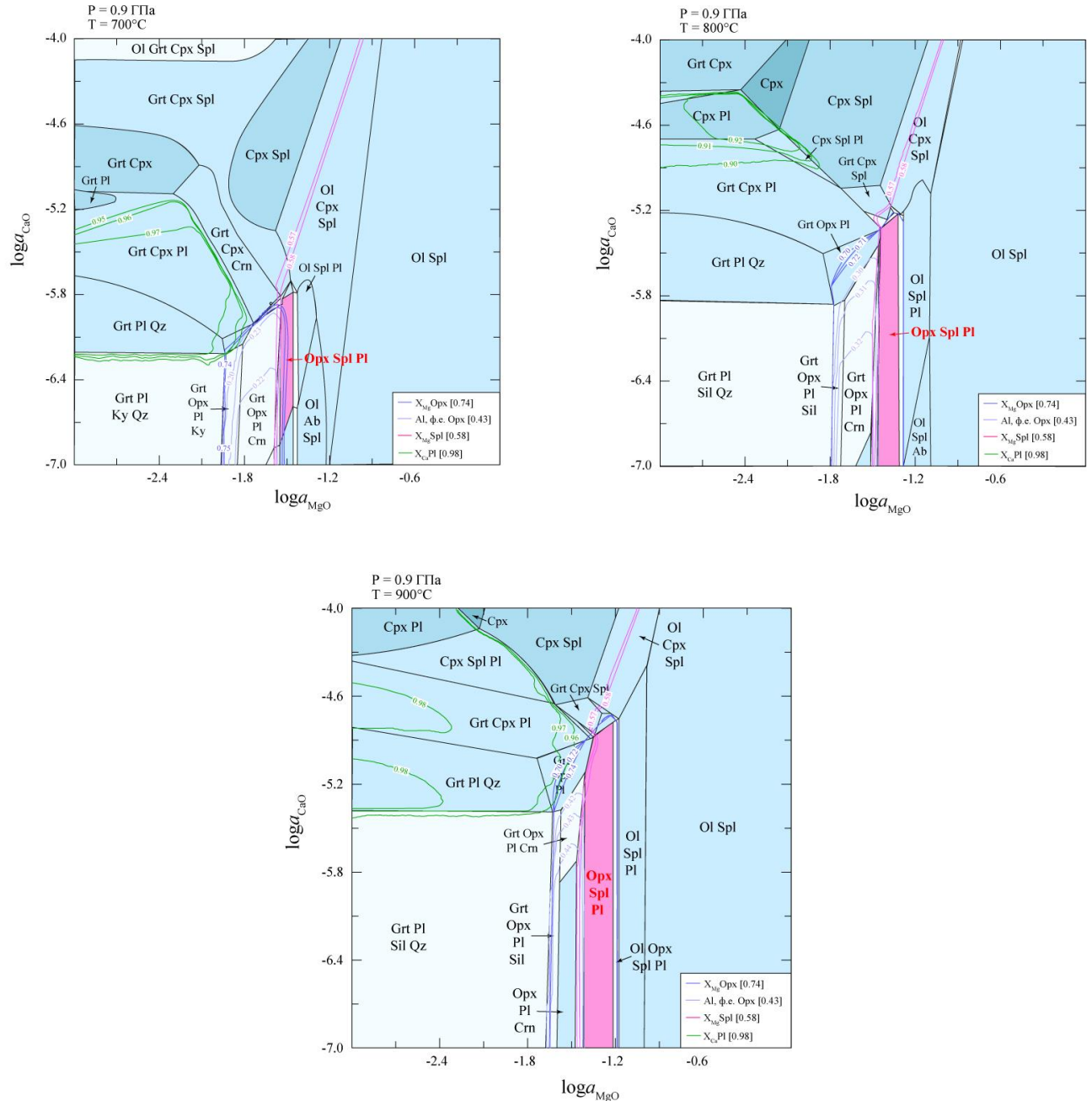


Рис. 5.14. Фазовые диаграммы в координатах a_{CaO} - a_{MgO} для выбранного состава граната, рассчитанные с помощью *Perple_X* при давлении 0.9 ГПа и температуре 700, 800 и 900 °С. Сплошными линиями разных цветов указаны изоплеты параметров состава фаз Оpx-Pl симплектитов, легенда дана в правом нижнем углу диаграмм. Цветом выделено поле искомого парагенезиса.

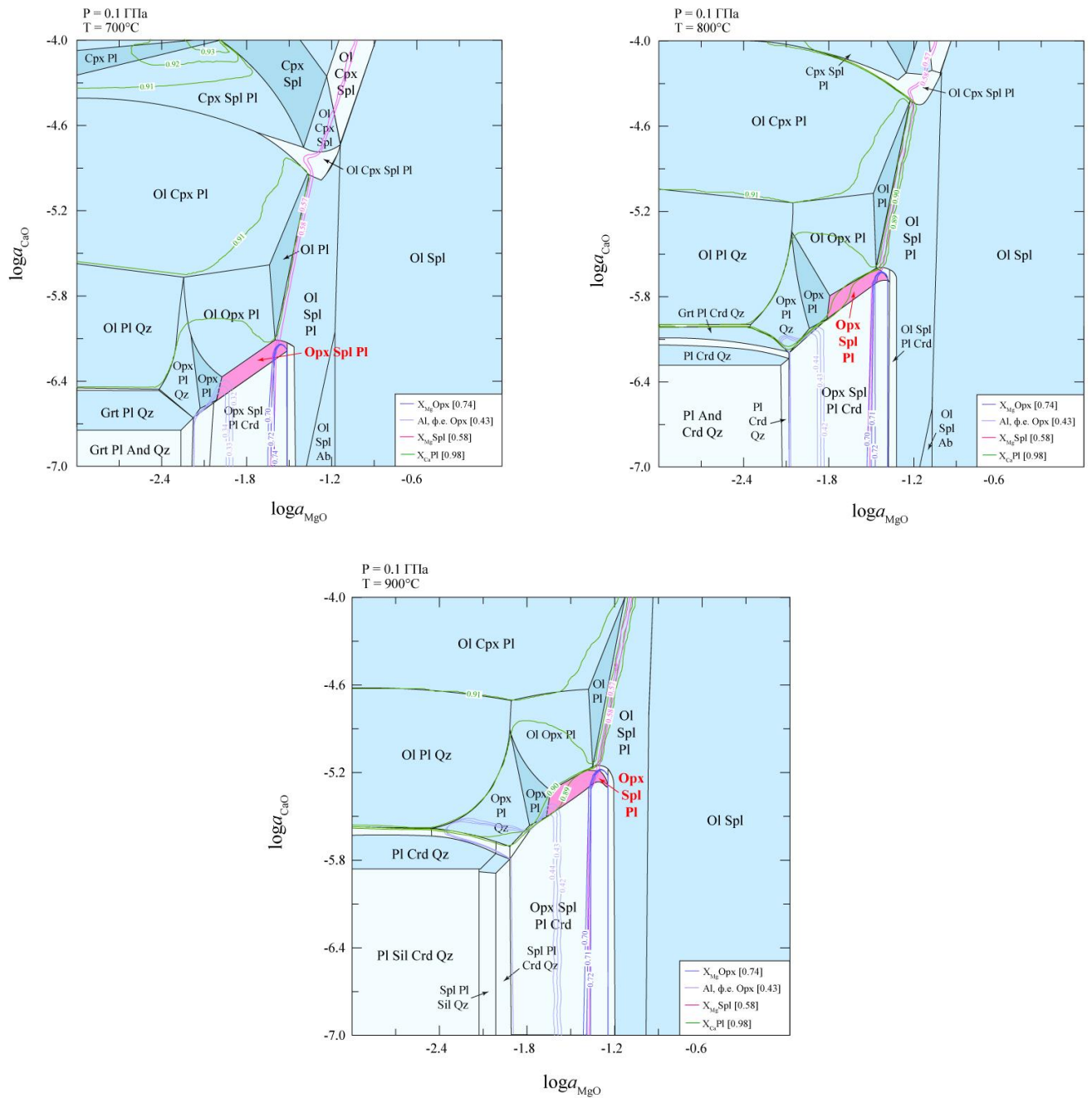


Рис. 5.16. Фазовые диаграммы в координатах $a_{\text{CaO}} - a_{\text{MgO}}$ для выбранного состава граната, рассчитанные с помощью *Perple_X* при давлении 0.6 ГПа и температуре 700, 800 и 900 °С. Сплошными линиями разных цветов указаны изоуплеты параметров состава фаз Оpx-Pl симплектитов, легенда дана в правом нижнем углу диаграмм. Цветом выделено поле искомого парагенезиса.

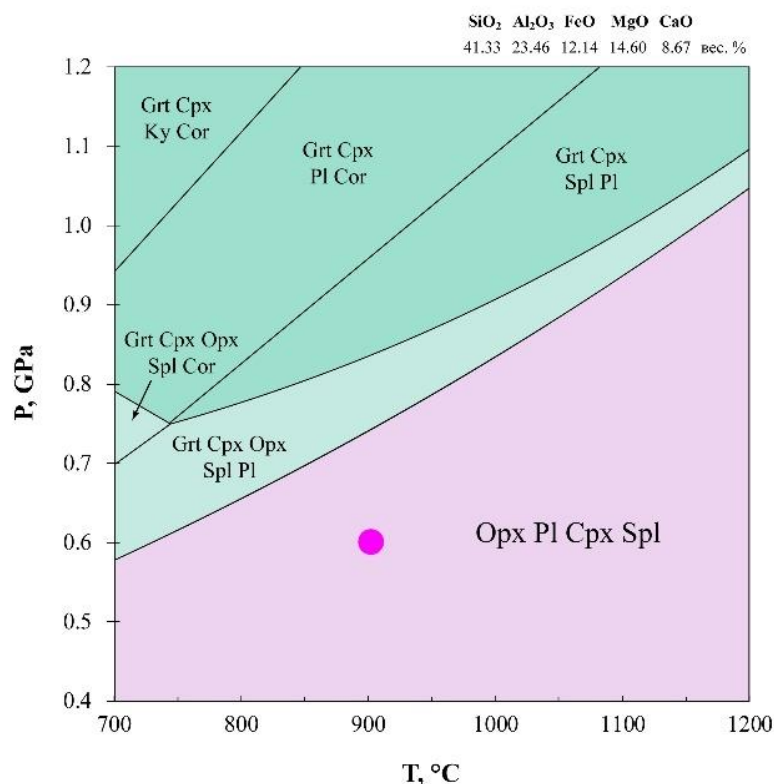


Рис. 5.17. Фазовая P-T диаграмма для состава граната. Эффективный состав породы (в вес. %) указан справа сверху над диаграммой. Розовым цветом показано поле, в котором в изохимических условиях будут образовываться Орх-Pl-Spl-Cpx симплектиты. Малиновым кружком показаны P-T параметры регрессивной стадии (рис.11), полученные для Орх-Pl симплектитов при моделировании в открытой системе.

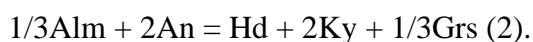
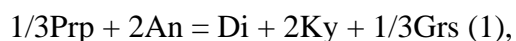
Измерить отдельные составы фаз в самих Орх-Pl симплектитах не представлялось возможным из-за крайне мелкого размера зёрен, поэтому мы не могли оценить P-T условия формирования симплектитовых жил, изохимичных составу граната. Однако с помощью *Perple_X* мы построили P-T фазовую диаграмму (рис. 5.17) для выбранного ранее состава граната (Приложение 2, Таблица 2.1, отмечен звёздочкой). Наиболее близким к искомому оказалось фазовое поле Орх-Pl-Spl-Cpx, содержащее не более 15 об.% клинопироксена и не более 13 об.% шпинели (рис. 5.17). Клинопироксен не наблюдается в Орх-Pl симплектитах, однако мы не можем с уверенностью отрицать его наличие. При рассчитанных ранее P-T условиях 900 °C и 0.6 ГПа симплектиты, сформированные по гранату без привноса флюида должны состоять из ортопироксена (45 об.%), клинопироксена (12 об.%), шпинели (12 об.%) и плагиоклаза (31 об.%). Смоделированные X_{Mg} ортопироксена и шпинели при полученных ранее P-T условиях (900°C и 0.6 ГПа) составили 0.70 и 0.53, соответственно, что крайне близко к проанализированным

реальным составам ортопироксена и шпинели в зальбандах Орх-Pl симплектитовых жил в гранате. Модальные соотношения и химические составы минералов симплектитов, полученные в изохимической системе при 900°C и 0.6 ГПа, согласуются с ранее проведённым моделированием на основе использования активностей CaO и MgO.

На рис. 5.18 нанесены все точки P-T условий, для которых было выполнено моделирование в *Perple_X* с координатами активностей CaO и MgO, а также границы фазового поля Орх-Pl-Spl-Crx, рассчитанное в изохимической системе. Из рис. 5.18 понятно, что полученные в ходе моделирования значения P-T параметров (900°C и 0.6 ГПа) попадают внутрь этого поля. Таким образом, мы интерпретируем условия 900°C и 0.6 ГПа как условия образования Орх-Pl симплектитов со шпинелью.

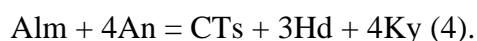
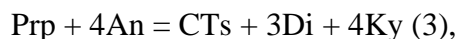
Срх-Ку симплектиты. На ACF диаграмме (рис. 5.10a) химические составы кианита и клинопироксена из Срх-Ку симплектитов образуют конноду, пересекающую другую конноду - Pl-Grt. Это свидетельствует о том, что Срх-Ку симплектиты, вероятно, образовывались по реакции между плагиоклазом и гранатом.

В изохимической системе эти минеральные реакции можно было бы записать следующим образом:



Реакции (1) и (2) предполагают изменение химического состава граната с ростом содержания гроссуляра. Гранат действительно демонстрирует большие концентрации CaO на границе с Срх-Ку симплектитом, а в самих симплектитах встречаются редкие реликты граната с высоким содержанием CaO. Тем не менее, подобное изменение состава граната объясняется и расходом пироба и альмандина по мере роста клинопироксена без протекания реакций (1) и (2).

Также можно рассмотреть реакции с участием Ca-молекулы Чермака в клинопироксене, что объясняет рост кианита и клинопироксена в изохимических условиях.



Методом TWQ (Berman, 2007) были рассчитаны P-T условия пересечения линий этих реакций - 1.6 ГПа и 800°C. Это подразумевает, что ксенолит должен был испытывать проградный метаморфизм с погружением. Важно заметить, что при использовании метода TWQ реакции с присутствием Ca-молекулы Чермака зачастую рассчитываются некорректно из-за неточностей в оценке содержания этого компонента, что обусловлено, прежде всего, неточным расчётом содержания Fe³⁺ в клинопироксене при пересчёте микронзондовых анализов.

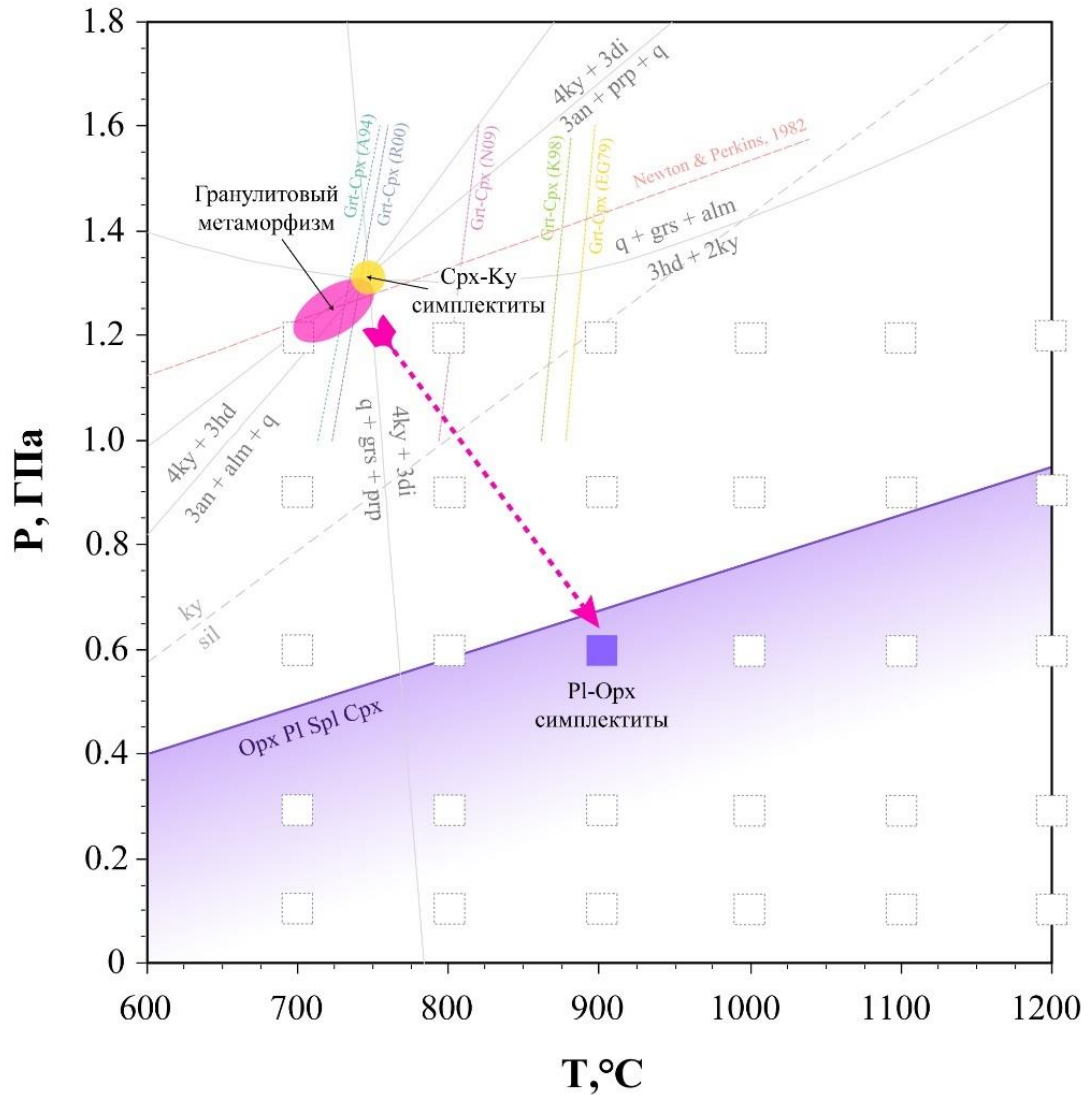
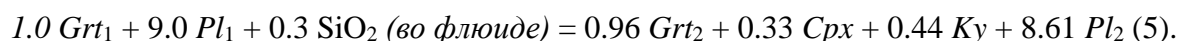


Рис. 5.18. P-T условия образования гранулита и двух типов симплектитов. Линии Grt-Cpx геотермометра для различных калибровок (Ai, 1994, A94; Ellis and Green, 1979, EG79; Krogh, 1988, K88; Nakamura, 2009, N09; Ravna, 2000, R00) нанесены точечными линиями разных цветов. Пунктиром указана линия геобарометра Сrx-Pl-Grt-Q (Newton and Perkins, 1982) (кварц в матрице породы отсутствует). Малиновым овалом показаны P-T условия образования гранулита, полученные при моделировании в *Perple_X*. Жёлтый кружок показывает P-T условия образования Сrx-Ку симплектитов, полученные с помощью TWQ. Фиолетовым цветом показано поле стабильности парагенезиса Орх-Pl-Spl-Сrx, полученное при моделировании изохимического распада граната в *Perple_X*. Пустые квадраты показывают P-T условия, где рассчитывались фазовые диаграммы $a_{CaO} - a_{MgO}$ для Орх-Pl симплектитов со шпинелью (рис. 5.14-5.16), фиолетовый квадрат – P-T условия, в которых появляется Орх-Pl-Spl парагенезис и искомые составы всех минералов. Малиновая стрелка – предполагаемый P-T тренд эволюции гранулита.

Срх-Ку симплектиты в гранулите развиваются по жилам, что говорит в пользу участия флюида в ходе их роста. Жилы в породах чаще всего образуются в неизохимических условиях, поэтому были проведены расчёты реакций с использованием реальных составов граната, плагиоклаза и клинопироксена.

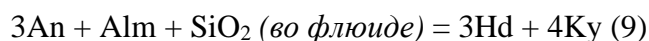
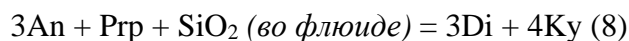
Составы минералов исходного парагенезиса: Grt_1 - $Ca_{0.67}Mg_{1.58}Fe_{0.75}Al_2Si_3O_{12}$ (ядро), Pl_1 - $Na_{0.57}Ca_{0.41}Al_{1.43}Si_{2.58}O_8$ (матрикс). Составы минералов симплектитов: Grt_2 - $Ca_{0.84}Mg_{1.41}Fe_{0.75}Al_2Si_3O_{12}$ (контакт с Срх), Cpx - $Na_{0.16}Ca_{0.84}Mg_{0.66}Fe_{0.08}Al_{0.32}Si_{1.93}O_6$ (вместе с Ку), Pl_2 - $Na_{0.59}Ca_{0.38}Al_{1.39}Si_{2.62}O_8$ (контакт с Срх-Ку), Ky - Al_2SiO_5 .

Расчеты показали следующую реакцию:



В левой части реакции (5) фигурирует SiO_2 , присутствие которого необходимо для уравнивания реакции. Поскольку в породе нет кварца (за исключением единичных включений в гранате), этот расчёт доказывает, что образование Срх-Ку симплектитов происходило в присутствии флюида, содержащего SiO_2 .

P-T параметры роста Срх-Ку симплектитов были установлены с помощью метода TWQ (Berman, 2007) для следующих четырёх реакций:



Реакции (6)–(9) были рассчитаны для разных заданных a_{SiO_2} с использованием термодинамических свойств кварца как стандартных для SiO_2 . Лучшее решение получается при активности $SiO_2 = 0.5$. Линии реакций (6)–(9) пересекаются при $750^\circ C$ и 1.3 ГПа (рис. 5.18). Эти P-T параметры были интерпретированы как условия роста Срх-Ку симплектитов.

Глава 6. Обсуждение результатов

6.1. Образование гранулитов из трубки Удачная

6.1.1. Сравнение результатов мёссбауэровской спектроскопии и электронно-зондового анализа

Как упоминалось ранее в главе 4, клинопироксены из трёх ксенолитов (Ud01-300, Ud79-27 и Ud01-127) в трубке Удачная были измерены с помощью мёссбауэровской спектроскопии. Измеренные отношения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ сравнивались с расчётными отношениями, полученными при пересчёте микронзондовых анализов клинопироксенов на кристаллохимические формулы (рис. 6.1). Данные мёссбауэровской спектроскопии показывают отношение $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ для фракций клинопироксена без учета химической зональности зёрен. Основной объём выбранных кристаллов клинопироксенов составляют ядра, поэтому измеренные величины $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ характеризуют в основном состав ядерных частей клинопироксенов. Рассчитанные соотношения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в каймах слабо отличаются от таковых для ядер во всех образцах, кроме Ud01-300 (рис. 6.2). Для ксенолитов Ud01-300 и Ud01-127 измеренные мёссбауэровской спектроскопией отношения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ и средние значения, рассчитанные из микронзондовых анализов (с учетом объёмных соотношений кайм и ядер в зёрнах клинопироксена), одинаковы (рис. 6.1). Слабое отклонение расчётных и измеренных значений $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в сторону расчётных величин отмечено только для образца Ud79-27 (рис. 6.1).

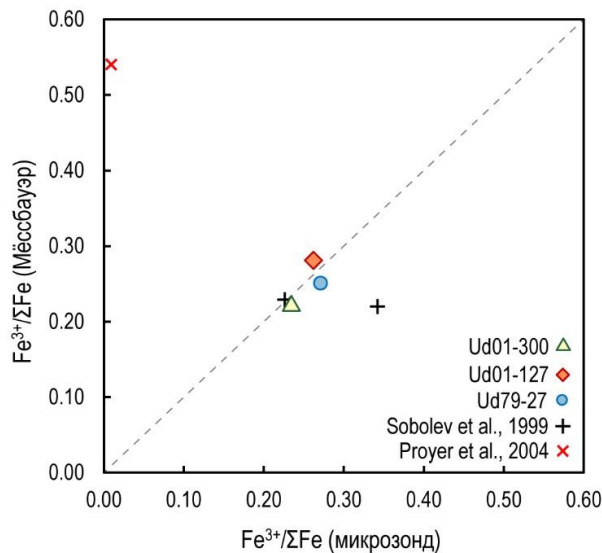


Рис. 6.1. Сравнение значений $Fe^{3+}/\Sigma Fe$, полученных по пересчётам микронзондовых анализов клинопироксенов из образцов мафических гранулитов Ud01-300, Ud01-127 и Ud79-27 и по данным мёссбауэровской спектроскопии. Значения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$, рассчитанные из микронзондовых анализов, приведены как средние с учетом объёмным соотношений кайм и ядер в зёрнах клинопироксена (см. текст).

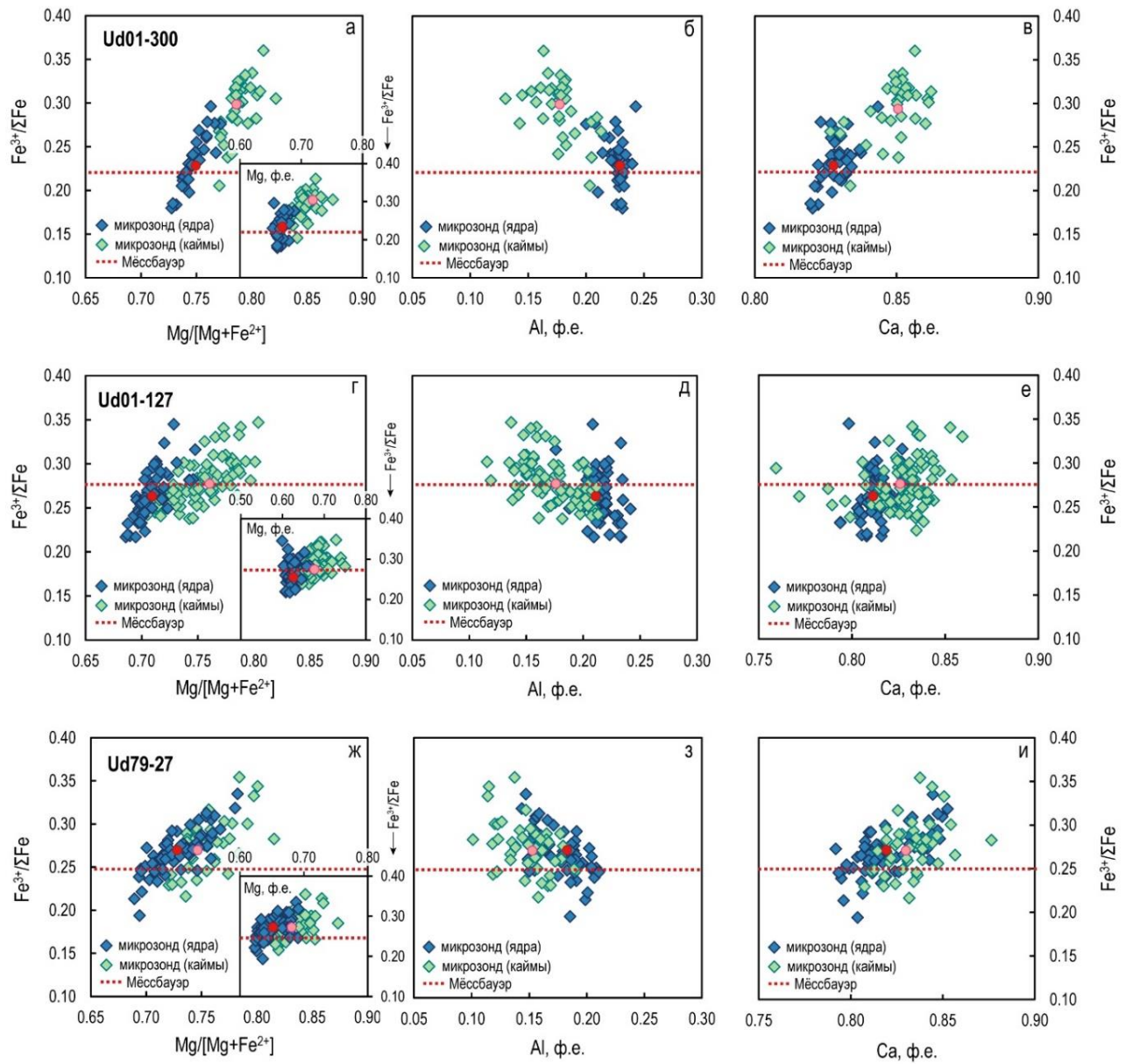


Рис. 6.2. Зависимость $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ от параметров состава в каймах и ядрах клинопироксенов из мафических гранулитов. (а-в) обр. Ud01-300, (г-е) Ud01-127 и (ж-и) Ud79-27. $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ – расчётные значения на основе микрозондовых анализов. Красные точки – средние составы ядер клинопироксенов, розовые – средние составы кайм (Приложение 1, Таблица 1.1). Красные пунктирные линии - $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ по данным мёссбауэровской спектроскопии.

Ранее было показано (Proyer et al., 2004; Sobolev et al., 1999), что для омфацитов из эклогитов расчётные значения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ сильно отклоняются от измеренных (рис. 6.1), что значительно искажает результаты минеральной геотермометрии. Ошибки расчётов Fe^{3+} в омфацитах гораздо больше ошибок, полученных нами для клинопироксенов из ксенолитов гранулитов (рис. 6.1). Мы предполагаем, что низкое содержание FeO_{tot} (менее 5 мас.%) и высокие концентрации Na_2O в омфацитах негативно сказываются на точности пересчетов. Таким образом, пересчёты микронзондовых анализов клинопироксенов из мафических гранулитов с высокой точностью предсказывают содержания Fe^{3+} в них, что позволяет использовать этот метод оценки Fe^{3+} при определении физико-химических параметров образования пород.

На рис. 6.2 отображены составы кайм и ядер клинопироксенов из трёх ксенолитов из трубки Удачная: Ud01-300, Ud01-127 и Ud79-27. В ксенолитах Ud01-127 и Ud79-27 усреднённые химические составы кайм и ядер совпадают с измеренными мёссбауэровской спектроскопией. В образце Ud01-300 средний состав кайм показывает высокие $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ по сравнению со средним составом ядер и результатами мёссбауэровского измерения. Закономерность изменения содержания Mg, Ca и Al с рассчитанным количеством Fe^{3+} в ядрах и каймах клинопироксенов не выявлена (рис. 6.2). Тем не менее, отчётливо видна корреляция рассчитанного количества Fe^{3+} с магнезиальностью клинопироксенов $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (рис. 6.2*a,г,ж*), в особенности, из образца Ud01-300. Это, вероятно, обусловлено тем, что значение магнезиальности зависит от содержания Fe^{3+} .

6.1.2. Fe^{3+} в природных клинопироксенах

Корректный расчёт содержания Fe^{3+} в клинопироксенах важен не только для корректной оценки P-T условий образования пород, но и для выявления окислительно-восстановительных условий. По ксенолитам пород нижней коры опубликован большой массив данных, но для клинопироксенов из этих пород обычно не учитывалось содержание Fe^{3+} . Поскольку мы показали, что использованная методика пересчёта формул клинопироксена демонстрирует хорошую сходимость расчётных значений и результатов измерения мёссбауэровской спектроскопии для мафических ксенолитов гранулитов трубки Удачная, она была применена и к опубликованным электронно-зондовым анализам клинопироксенов из пород, имеющих генетическую (внутриплитный магматизм и продукты метаморфических преобразований) и/или геохимическую близость (ферробазальты и феррограббро) к описанным нами мафическим ксенолитам. На (рис. 6.3) отображены составы клинопироксенов (размещённых в базе данных GEOROCK, <https://georoc.eu>) из следующих локаций: нижнекоровые ксенолиты Северо-Китайского кратона (Chen et al., 2001; Chen et al., 2007; Geng et al., 2020; Huang et al., 2002; Xu et al., 1996; Ying et al., 2010; Yu et al., 2003), Сибирского кратона (Шацкий и др., 2005; Koreshkova

et al., 2009), Танзанийского кратона (Mansur et al., 2014), кратона Сингхбум в Индии (Samuel et al., 2015), кратона Вайоминг в США (Thakurdin et al., 2019), Паннонского бассейна в Венгрии (Embey-Isztin et al., 1990; Embey-Isztin et al., 2003; Török et al., 2014), Сицилии в Италии (Scribiano, 1988), Восточно-Африканского рифта (Ulianov, Kalt, 2006), Центральной Мексики (Aguirre-Díaz et al., 2002; Schaaf, Heinrich, Besch, 1994), Аравийской плиты (Nasir, 1992), пояса Джиронимо в Аризоне, США (Kempton et al., 1990), Сан-Франциско, США (Chen, Arculus, 1995), Северного Тибета (Jolivet et al., 2003), Тянь-Шаня (Bagdassarov et al., 2011), Витимского пояса, Россия (Litasov, 1999; Litasov et al., 2000), Сьерра-Невада, США (Dodge et al., 1988), Монголии (Kopylova et al., 1995; Stosch et al., 1995), ферробазальты траппов Эфиопского плато (Beccaluva et al., 2009) и Сибирского плато (Ryabchikov et al., 2001; Krivolutskaya et al., 2018; Sibik et al., 2015), ферродолериты архейских даек в Карелии (Stepanova et al., 2014), фенокриты из ферродолеритовых даек Северо-Китайского кратона (Liang et al., 2018), ксенолиты габброидов на острове Чеджу в Южной Корее (Yang et al., 2012) и Аравийского полуострова (Stern и др., 2016).

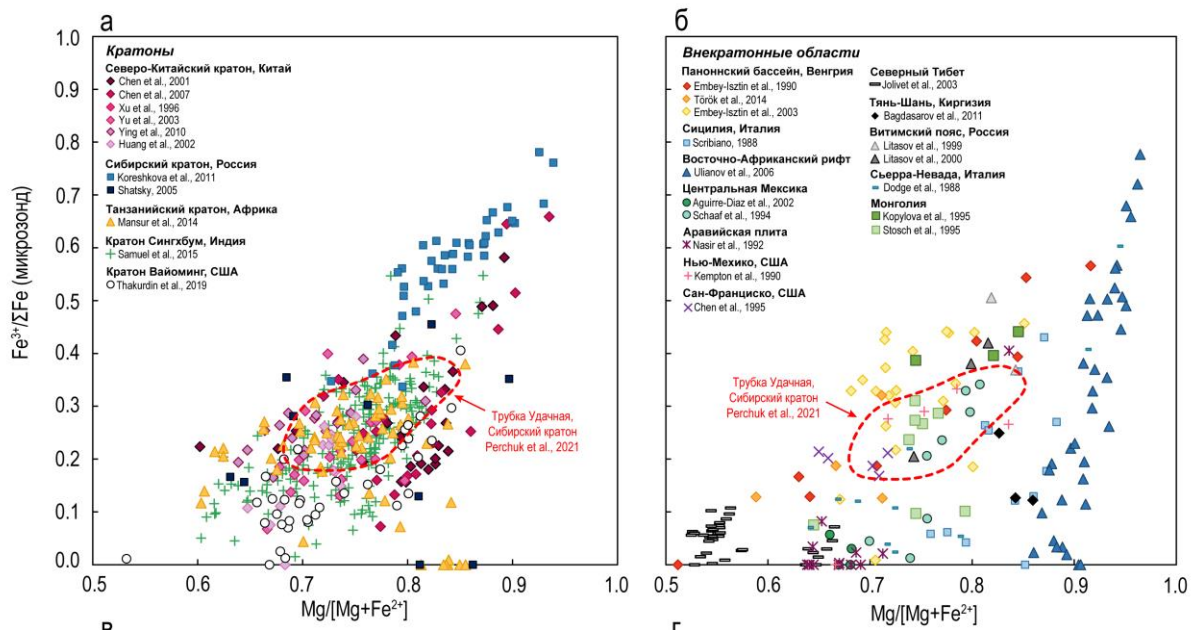


Рис. 6.3. Рассчитанные значения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в зависимости от X_{Mg} клинопироксенов из коровых ксенолитов разных регионов мира: (а) кратонных областей, (б) внекратонных областей. Красным пунктиром показана область составов клинопироксенов из ксенолитов трубки Удачная (Perchuk et al., 2021).

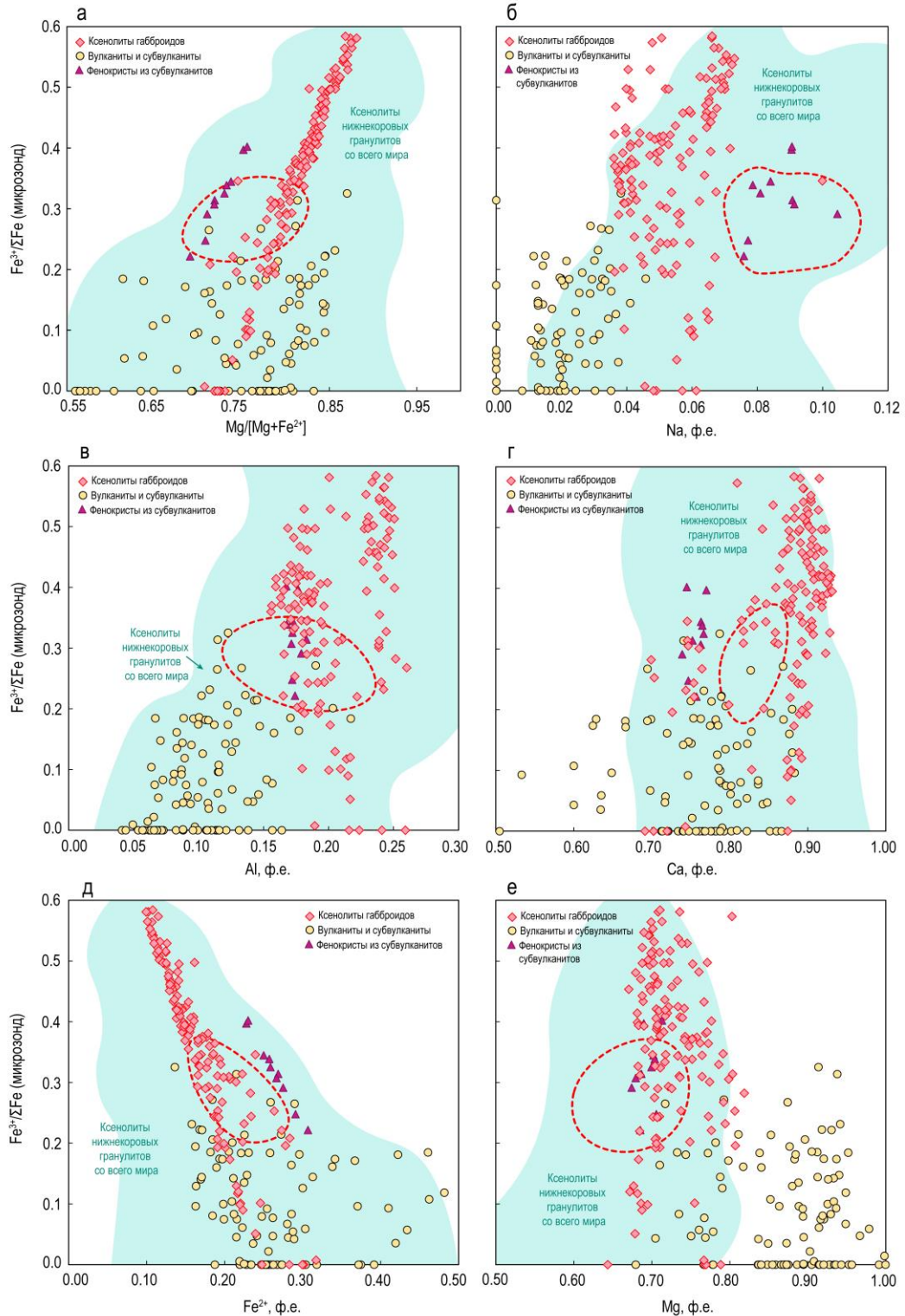


Рис. 6.4. Расчетные отношения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в клинопироксенах в зависимости от параметров состава из вулканитов и субвулканитов (Ryabchikov et al., 2001; Beccaluva et al., 2009; Krivolutskaya et al., 2018; Sibik et al., 2015; Stepanova et al., 2014), из ксенолитов габброидов (Stern et al., 2016; Yang et al., 2012), фенокристов субвулканитов (Liang et al., 2018). Области, залитые голубым цветом, отображают границы составов клинопироксенов из нижнекоровых ксенолитов по всему миру, представленных на диаграмме рис. 6.3. Красным пунктиром показана область составов клинопироксенов из ксенолитов гранулитов трубки Удачная (Perchuk et al., 2021).

Наши пересчёты показали, что значения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в клинопироксенах из коровых ксенолитов кратонов и внекратонных областей достигает 0.4–0.5 при магнезиальности 0.70–0.80 (рис. 6.3), что соответствует содержанию эгиринового компонента 0–13 мол.%. Высокие значения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ характерны для ксенолитов габброидов, т.е. наиболее глубинных пород, они достигают значений 0.5–0.6, что соответствует содержанию эгиринового компонента 5–7 мол.%. Наиболее бедны Fe^{3+} клинопироксены из вулканических и субвулканических пород траппов и даек. Отношение $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в них составляет 0.0–0.3, но из-за низкого содержания Na количество эгирина не превосходит 4 мол.%.

Большая часть составов клинопироксенов из ферробазальтов, ферродолеритов и ксенолитов габброидов близка по составу к клинопироксенам из нижнекоровых ксенолитов (рис. 6.4). Исключением являются магнезиальные клинопироксены из ферробазальтов траппов Эфиопского и Сибирского плато и ферродолеритовых даек Карелии (рис. 6.4e). Самым низким содержанием Na обладают клинопироксены из вулканических и субвулканических пород (рис. 6.4б), в то время как клинопироксены из ксенолитов габброидов и фенокристы в дайках долеритов характеризуются более высокими концентрациями Na. Такая же закономерность наблюдается для содержания Al (рис. 6.4e). Магнезиальность и содержание Fe^{2+} и Ca близки для метаморфических и магматических клинопироксенов (рис. 6.4a, г, д).

6.2.3. Минеральные реакции

Обычно рост граната в породах высоких степеней метаморфизма отображается в формировании коронарных структур (Ashworth и др., 1998; Griffin, Heier, 1973; Keller и др., 2008; McLelland, Whitney, 1980; Perchuk, Morgunova, 2014). Эти короны состоят из одного или нескольких минералов, разделяющих плагиоклаз и Fe-Mg минералы, и формируются за счёт встречных флюидных потоков Ca, Al и Fe, Mg, движимых образующимися градиентами химических потенциалов. Обычно в формировании коронарных структур принимают участие только каймы Fe-Mg минералов (например, клинопироксена или оливина), в то время как магматические ядра остаются изолированными от формирующихся минералов метаморфического этапа (Griffin, Heier, 1973).

В мафических гранулитах из ксенолитов коронарные структуры встречаются редко. В коровых ксенолитах из кимберлитовой трубки Удачная коронарные структуры как правило отсутствуют. Несмотря на то, что в изученных в данной работе образцах также не наблюдаются коронарные структуры, этот этап формирования гранулитов не может быть исключён из процесса их эволюции, во время которого происходит изоляция магматических ядер клинопироксена и перекристаллизация плагиоклаза.

О протекании минеральных реакций в ксенолитах преимущественно свидетельствуют зональность, проявленная в породообразующих минералах, и большое количество включений в гранате и их химический состав. В изученных образцах клинопироксены из включений в гранате соответствуют только составам кайм матричных клинопироксенов по X_{Mg} и содержанию Al_2O_3 и CaO . Это свидетельствует о том, что только каймы клинопироксена формировались в равновесии с растущими зёрнами граната в соответствии со схематической реакцией

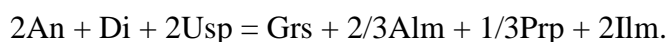
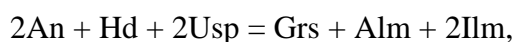


где Crx_1 – это ядра клинопироксена, соответствующие первичному магматическому клинопироксену, Crx_2 – это новообразованные метамфорческие каймы матричного клинопироксена и клинопироксен из включений в гранате, Pl_1 – это первичный магматический плагиоклаз, полностью перекристаллизованный в ходе метаморфизма и частично израсходованный на формирование граната, Pl_2 – это новообразованный метаморфический плагиоклаз. Клинопироксен и плагиоклаз метаморфической стадии обогащены диопсидом и альбитом, соответственно.

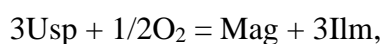
Чаще всего, формирование граната с участием клинопироксена и плагиоклаза описывается следующими минеральными реакциями:



которые используются для определения давления по гранат-плагиоклаз-клинопироксен-кварцевому геобарометру для мафических гранулитов (Newton, Perkins, 1982). Положительный dP/dT наклон этих реакций подразумевает рост граната с повышением давления или понижением температуры. В изученных образцах кварц отсутствует, либо содержится в акцессорном количестве, поэтому рост граната должен контролироваться реакциями без участия кварца. Поскольку в гранате повсеместно встречаются включения ильменита, он мог происходить в результате следующих реакций:



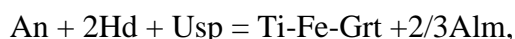
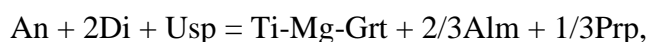
Эти реакции также обладают положительным наклоном dP/dT , как и реакции с кварцем, поэтому формирование граната в них происходит с увеличением давления или со снижением температуры (Perchuk и др., 2021). Расхождение ульвошпинели в твердом растворе магнетита обусловлено реакцией:



равновесие которой смещается вправо при снижении температуры (Andersen, Lindsley, 1985).

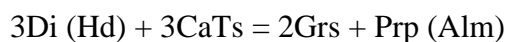
Таким образом, все три описанные выше реакции могли проходить одновременно, обуславливая рост граната без участия кварца. В ходе реакций также происходит поглощение кислорода, что приводит к созданию восстановленных условий (Perchuk и др., 2021).

Высокие концентрации TiO_2 в гранате (Приложение 1, Таблица 1.2) до 0.09-0.16 мас.% также свидетельствует об участии Ti-содержащих оксидов в реакциях роста граната:

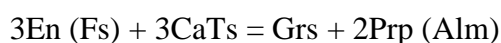


в которых Ti-Mg-Grt – это Mg-моримотоит $Ca_3TiMgSi_3O_{12}$, а Ti-Fe-Grt – это Fe-моримотоит $Ca_3TiFe^{2+}Si_3O_{12}$ (Perchuk и др., 2021).

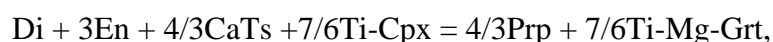
В образовании граната также могли принимать участие миналы твёрдого раствора клинопироксена. Например, реакция



объясняет снижение содержания Al_2O_3 (Ca-Ts молекулы) в клинопироксенах от ядер к каймам (Приложение 1, Таблица 1.1). Реакция

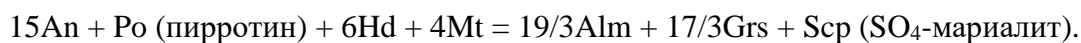


предсказывает снижение содержания низко-Ca пироксена от ядер к каймам, что объясняет исчезновение ламелей в каймах клинопироксенов (Perchuk и др., 2021). Также формирование Ti-содержащих миналов граната могло происходить при участии Ti-содержащих компонентов в магматическом клинопироксене согласно реакциям:



в которых Ti-Cpx – это Ti-содержащий минал $CaMgTiSiO_6$ (Ca-Ti-молекула Чермака) твёрдого раствора клинопироксена (Perchuk и др., 2021). О протекании этой реакции свидетельствует снижение содержания TiO_2 от ядер к каймам в клинопироксене. Стандартные термодинамические параметры для Ti-содержащих миналов твёрдых растворов граната и клинопироксена неизвестны, однако приблизительный термодинамический анализ (Perchuk et al., 2021) предсказывает, что перечисленные равновесия должны смещаться вправо при охлаждении, как и приведённые ранее реакции.

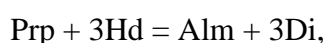
Участие оксидов и сульфидов в реакциях также объясняет и сосуществование граната с SO_4 -содержащим скаполитом в образце OSYB14, например:



Эта реакция в общем иллюстрирует возможный механизм роста сульфат-содержащих скаполитов в процессе метаморфизма магматических кумулатов, где в качестве источника серы выступают магматические сульфиды (Perchuk и др., 2021). Магматический генезис исходной серы был установлен с помощью изотопного анализа SO_4 -содержащих скаполитов из мафических коровых ксенолитов (Hammerli и др., 2017). Важно заметить, что данная реакция не требует наличия флюида для стабилизации сульфатного компонента в скаполите.

Гранаты в изученных образцах показывают слабую концентрическую зональность, несмотря на относительно высокий коэффициент диффузии Mg и Fe, по сравнению с Ca (Perchuk и др., 2009). Такая зональность проявляется во время роста зёрен, а не в процессе диффузионного обмена между сосуществующими минералами. Во-первых, Mg-Fe ионный обмен между гранатом и клинопироксеном способствует формированию зональности по Mg и Fe, а не по Mg и Ca, что наблюдается в изученных образцах (Perchuk и др., 2021). Во-вторых, Mg-Ca зональность в гранатах на контактах с плагиоклазом не может быть объяснена диффузионным обменом между этими минералами, так как плагиоклаз не содержит Mg (Perchuk и др., 2021). В-третьих, как было отмечено в литературе (Koreshkova и др., 2011), зональные каймы в клинопироксенах намного шире, чем каймы в гранатах, что противоречит значениям скоростей диффузии Mg-Fe в минералах (Müller и др., 2013; Perchuk и др., 2009). В-четвёртых, зональность в клинопироксенах проявлена не только по Mg и Fe, но и по содержанию Al, который не принимает участие в обменных реакциях (Perchuk и др., 2021).

Тем не менее, обменная реакция



вероятно, внесла наибольший вклад в составы сосуществующих граната и клинопироксена.

6.2.4. P-T условия амфиболитовой фации для гранулитов

На сегодняшний день существует консенсус в том, что мафические гранулиты формируют большую часть нижней коры кратонов (Bohlen, Mezger, 1989; Rudnick, Fountain, 1995; Rudnick, Gao, 2014). В предыдущих исследованиях нижнекоровых ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная был получен широкий разброс P-T условий метаморфизма, соответствующих как гранулитовой, так и с амфиболитовой фациям. Все эти оценки P-T параметров были сделаны с использованием методов классической Grt-Cpx (Ellis, Green, 1979; Powell, 1985; Ai, 1994; Ravna, 2000) и Grt-Opx (Wood, Banno, 1973) геотермометрии и Grt-Pl-Cpx-Qz (Newton, Perkins, 1982) и Cpx-Pl-Qz (Holland, 1983) геобарометрии и согласуются с теми, что были получены для коровых

ксенолитов из других кимберлитовых трубок Якутии (Шацкий и др., 2005; Koreshkova и др., 2011; Perchuk и др., 2021).

Используя метод моделирования фазовых равновесий, в данной работе получен достаточно узкий интервал P-T условий метаморфизма, соответствующий условиям амфиболитовой фации. Несмотря на то, что полученные нами данные коррелируют с предыдущими оценками P-T условий, они отличаются от большинства полученных ранее данных. Эти различия могут быть связаны как с различиями в оценках P-T условий формирования каждого отдельного ксенолита, так и с использованием химических составов минералов, относящихся к разным стадиям эволюции породы. Например, в рамках этой работы магматические ядра клинопироксенов были исключены из расчётов эффективного состава образцов, и оценки с использованием составов этих ядер могут завышать получаемые значения температур и давлений, что прослеживается в предыдущих исследованиях (Шацкий и др., 2005). Важно отметить, что предыдущие оценки были сделаны с использованием термобарометрических реакций для Qz-содержащих ассоциаций. Изученные нами ксенолиты содержат менее 1 об.% кварца или не содержат его совсем. Таким образом, использование Grt-Cpx-Pl-Qz (Newton and Perkins, 1982) и Cpx-Pl-Qz (Holland, 1983) геобарометров должно осуществляться с большой осторожностью. Значительный разброс полученных ранее P-T параметров также может быть связан с неопределённостью оценок содержания Fe^{3+} в Fe-Mg минералах в ксенолитах из трубки Удачная.

Полученные значения P-T соответствуют условиям амфиболитовой, а не гранулитовой фации метаморфизма, согласно классификации метаморфических пород (Fetters and Desmons, 2007). По определению под «гранулитом» подразумевается метаморфическая порода, сформированная при высоких давлении и температуре, характеризующаяся гранобластовой структурой и содержащая много клинопироксена, граната или кварца. Несмотря на то, что полученные P-T условия метаморфизма не соответствуют гранулитовой фации, породы ксенолитов были названы «гранулитами», поскольку содержат парагенезис (Cpx-Grt-Pl) высоких ступеней метаморфизма. Сохранение гранулитового парагенезиса при P-T условиях амфиболитовой фации определяется малыми количествами или отсутствием флюидной фазы в процессе формирования породы (Austrheim, 1987; Grigor'eva et al., 2024), в ином случае гранулит был бы полностью преобразован в амфиболит.

Полученные с помощью моделирования фазовых равновесий оценки давления около 1 ГПа указывают на то, что окончательное формирование равновесного парагенезиса происходило на глубине около 30 км, что соответствует уровню средней коры в разрезе 45-километровой коры Сибирского кратона под кимберлитовой трубкой Удачная (Cherapanova и др., 2013). Однако полученные давления и, соответственно, глубины не означают, что кора была такой же мощной

в докембрийское время, когда формировались мафические гранулиты. Нарастание мощности коры новыми порциями основной магмы в процессе постоянного андерплейтинга на границе кора-мантия могло способствовать дистанцированию более ранних интрузий от границы Мохо. По такому механизму нижние уровни гранулитовой докембрийской коры могли стать средними уровнями современной коры без участия вертикальной тектоники.

6.2.5. Интерпретация полученных P-T параметров образования мафических гранулитов.

Минералогические и петрографические характеристики изученных гранулитов предоставляют очень ограниченное количество данных для оценки условий ранних этапов метаморфизма. Ламели низко-Ca пироксена (и, возможно, инвертированного пижонита) и ильменита в ядрах клинопироксенов, вероятно, формировались на этих стадиях эволюции породы, однако температуры их образования не могут быть получены при реконструкции химических анализов ядер из-за слишком малой ширины ламелей. Зёрна ильменита с ламелями титаномагнетита показывают высокие 850-990°C температуры образования, пересекающиеся с наивысшими оценками температуры, полученных для мафических ксенолитов из трубки Удачная. Оценить давление для этих стадий невозможно из-за недостатка данных, однако можно предположить, что породы оставались на одной и той же глубине из-за стабилизации Мархинского террейна во время позднего Архея (Rosen et al., 2006).

P-T параметры, полученные при моделировании фазовых равновесий в PERPLE_X 600-650°C и 0.8-1.0 ГПа могут быть интерпретированы как значения, соответствующие девонской палеогеотерме. В таком случае, P-T параметры, наблюдаемые по данным из коровых ксенолитов должны коррелировать с оценками, полученными по мантийным ксенолитам из трубки Удачная (Goncharov и др., 2012). Однако при экстраполяции мантийной геотермы, полученной по мантийным ксенолитам, до условий нижней коры (1 ГПа) геотерма указывает на значения температуры ниже 400 °C, что намного ниже температур метаморфизма коровых пород. Если предположить, что действительные температуры гранулитов нижней коры в девонское время соответствовали мантийной геотерме, то полученные нами температуры отображают кинетическую блокировку минеральных реакций в условиях дефицита флюида (напр., Rudnick, 1992).

6.2.6. Особенности метаморфического флюида

Моделирование фазовых равновесий показало корреляцию содержания амфибола в полях фазовых диаграмм и количества воды в эффективном составе. Как упоминалось ранее, количество амфибола в изученных гранулитах крайне мало, что может свидетельствовать о дефиците водного флюида при уравнивании всех минералов парагенезиса в условиях

амфиболитовой фации метаморфизма (Perchuk и др., 2021). Малое количество флюида может быть обусловлено исходно низким содержанием H_2O в базальтовых магмах, отделившихся от сухой субконтинентальной мантии и дальнейшей метаморфической эволюцией габброидов без значительного привноса флюидных компонентов извне. Напротив, если бы metabazity были образованы при погружении базальтов зеленокаменных поясов в процессе «сагдукции», то поток флюидов, привносимых на глубины нижней коры, должен был быть значительным (Perchuk et al., 2021).

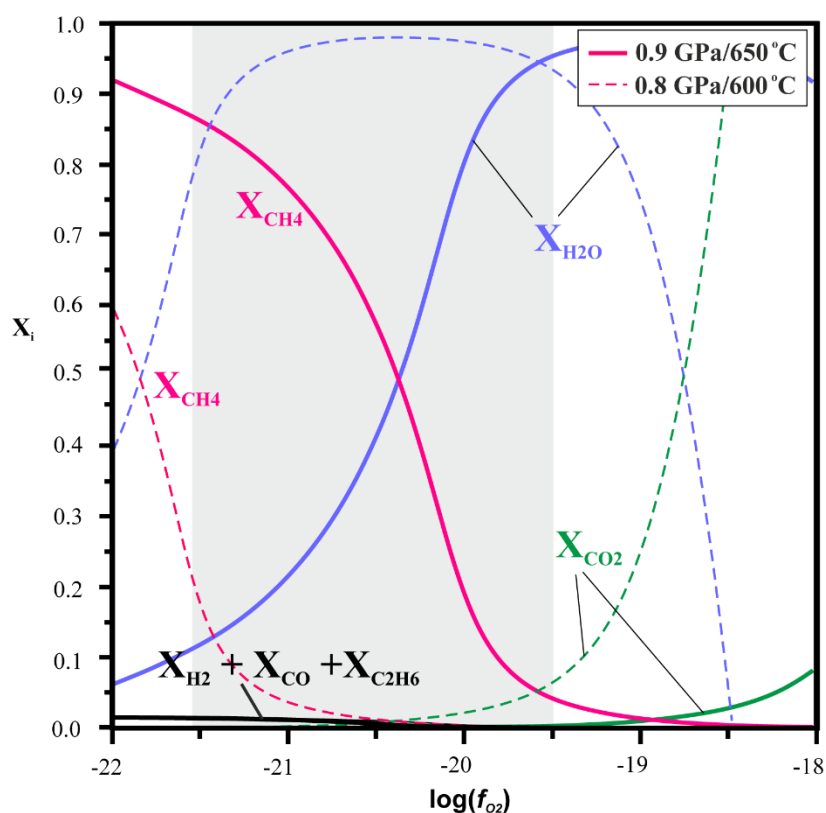


Рис. 6.5. Мольные доли компонентов флюида (X_i) при самых распространённых (0.9 ГПа / 650°C) и наименьших (0.8 ГПа / 600°C) P-T условиях для изученных образцов и при разных f_{O_2} в C-O-H флюиде (Perchuk et al., 2021). Серая область - диапазон значений f_{O_2} , полученных при моделировании в PERPLE_X для ксенолитов трубки Удачная.

Зависимость компонентного состава C-O-H флюида от фугитивности кислорода при предельных P-T параметрах образования изученных ксенолитов (0.9 ГПа/600°C и 0.8 ГПа/600°C) была рассчитана в работе (Perchuk et al., 2021). Расчёт показал, что H_2O является преобладающим компонентом флюида для образцов OSYB14 и Ud79-27 (рис. 6.5). Эти результаты хорошо коррелируют количеством амфибола в породе. Только в этих образцах были найдены включения амфибола в зёрнах граната, а в образце OSYB14 амфибол является породообразующим

минералом, составляя 8 об.%, в то время как в других образцах амфибол является второстепенным. Наиболее низкие значения fO_2 коррелируют с наименьшими содержаниями воды во флюиде (рис. 6.5). В этих образцах амфибол содержится в количестве <1 об.%, а включения амфибола в гранате отсутствуют, что свидетельствует о малом содержании воды во флюиде для этих пород.

Химические анализы акцессорных минералов раскрывают сложный состав предполагаемого метаморфического флюида. Например, матричные амфиболы и амфиболы из включений в гранате при их достаточно высокой магнезиальности содержат до 0.5 вес.% Cl, что может говорить об их росте в присутствии рассолов (Campanaro, Jenkins, 2017; Jenkins, 2019; Volfinger и др., 1985). Включения апатита в гранатах и метаморфических каймах клинопироксенов обогащены Cl и F, что также указывает на богатую галогенами среду их формирования (Perchuk и др., 2021).

Сульфиды (пирротин, пирит, халькопирит) также могут быть реликтами магматической стадии формирования (напр., Carmichael, 1991). Во время процесса метаморфизма сера была перераспределена в амфибол (до 0.11 вес. % SO_3), апатит (0.1-0.47 мас.% SO_3) и SO_4 -содержащий скаполит (2.3-4.6 мас.% SO_3). Скаполит в изученных образцах содержит SO_3 и CO_2 , что характерно для мафических ксенолитов из трубки Удачная (Шацкий и др., 2005; Shatsky et al., 2016, 2019; Koreshkova et al., 2011) и для коровых ксенолитов вообще (Rudnick, 1992). По структурным признакам в образце OSYB14 скаполит равновесен с остальными породообразующими минералами, и также скаполит был воспроизведён в смоделированной фазовой диаграмме. Наличие SO_4^{2-} и CO_3^{2-} в скаполите может свидетельствовать о присутствии SO_3 и CO_2 в метаморфическом флюиде. Также на присутствие SO_2 указывают повышенные содержания SO_2 в апатите (2.4 – 4.6 мас. %). Тем не менее, формирование скаполита может быть связано с реакциями, приведёнными в главе 6.2.3, протекающими без участия флюидной фазы.

Таким образом, во время метаморфизма флюид находился в дефиците и представлял собой полиионный солевой раствор с низким содержанием H_2O . Такой флюид мог обеспечивать низкую активность воды, особенно при давлениях средней и нижней коры (Aranovich, Newton, 1997; Manning, Aranovich, 2014). Рассолы могли выделяться при кристаллизации базальтовых расплавов (Webster и др., 2018), затем сохраняться и участвовать в процессе последующей кристаллизации и перекристаллизации минералов в процессе субизобарического остывания до температур 600-650°C. Подобные особенности также характерны для метаморфизма в крупных метамагматических комплексах (Valley и др., 1990).

6.2.7. Тектоно-магматический сценарий формирования мафических гранулитов

По данным (Моуен и др., 2017; Shatsky и др., 2018) известно, что архейская мафическая нижняя кора и сублитосферная мантия Сибирского кратона испытала тектоническую переработку в течение палеопротерозоя. Это событие принято объяснять в рамках таких тектонических процессов, как подъём глубинного мантийного плюма (Shatsky et al., 2019) или деляминация плотных частей нижней коры с последующей инициацией подъёма мантии (Моуен et al., 2017). Тем не менее, нижеизложенная модель формирования новых частей коры вследствие докембрийских коллизионных процессов также заслуживает внимания.

Из палеотектонических реконструкций (Rosen, 2003) известно, что Сибирский кратон состоит из нескольких архейских террейнов (или микроконтинентов), формировавшихся независимо друг от друга. Амальгамация Сибирского кратона имела место в палеопротерозое (1.8-1.9 млрд лет), что было реконструировано на основе структурных, геохронологических и петрологических данных, полученных из шовных зон, образованных во время коллизии террейнов. Датирование коллизионных процессов велось на основе возраста гранитоидов в сутурах Сибирского кратона (Rosen, 2003). Интересно отметить, что базальтовые расплавы, отделившиеся от мантийного источника и расположенные на удалении от шовных зон, имеют возраст, схожие с возрастными этими коллизионными гранитоидов. Одновременное формирование гранитных и базальтовых расплавов может свидетельствовать о докембрийском стиле коллизионных процессов между разными террейнами, описанных с помощью петрологического термо-механического моделирования (Perchuk и др., 2018). Согласно этой модели, конвергенция двух блоков континентальной коры при повышенных температурах мантии формирует долгоживущую мощную орогенную структуру с высокими температурами возле границы Мохо (до 1100°C). Развитие орогенного процесса происходит за счёт того, что литосферная мантия с породами нижней коры увлекаются вслед за отступающим континентальным блоком, способствуя растяжению коры и поступлению горячих астеносферных мантийных расплавов. Восходящая астеносфера способствует формированию обширных базальтовых андерплейтов, формирующих новую (палеопротерозойскую) нижнюю кору. Внедрение андерплейтов служит источником разогрева для образования гранитов и протекания гранулитового метаморфизма в низах коры.

Валовые составы изученных мафических гранулитов из ксенолитов трубки Удачная характеризуются магнезиальностями 0.39-0.56. Столь низкие магнезиальности свидетельствуют о том, что протолитом гранулитов являлись сильно дифференцированные базальтовые расплавы. В процессе остывания в условиях средней/нижней коры базальты были преобразованы в гранулиты в условиях амфиболитовой фации и дефицита флюида. Фрагменты этих пород были захвачены кимберлитовыми магмами в девонское время и транспортированы на земную

поверхность. Таким образом, ксенолиты находились в коре более, чем 1.4 млрд лет, однако не записали Р-Т условия континентальной геотермы из-за кинетической блокировки минеральных реакций при температурах ниже 600-650°C.

6.3. Ксенолит из трубки Зарница: образование симплектитов

6.3.1. Симплектиты келифитовых кайм в мантийных и коровых ксенолитах

Орх-Pl-Spl келифитовые каймы вокруг граната, аналогичные тем, что описаны в изученном ксенолите Зар19-3 из трубки Зарница, обнаруживаются в мантийных ксенолитах. Например, в работе (Кеанкео и др., 2000) такие каймы наблюдались в гранатовых пироксенитах из брекчии кимберлитовой трубки Делегат, Австралия. По предположению авторов, келифиты были образованы в ходе изохимического распада граната во время подъёма пироксенитов к поверхности кимберлитовыми расплавами.

Орх-Pl-Spl келифитовые каймы по гранату описаны и в гранатовых перидотитах из комплекса Ронда, Испания (Obata, 1994). Эти симплектиты проявляют химическую зональность: по мере приближения к границе с клинопироксеном, ортопироксен и шпинель исчезают и появляется оливин. М. Обата (Obata, 1994) считает, что рост Орх-Pl-Spl келифитов происходил в неизохимической системе под воздействием флюида во время эксгумации перидотитов комплекса Ронда на меньшие глубины. Условия образования келифитов были оценены как 620-700°C и 0.4-0.8 ГПа.

Орх-Spl-Pl келифиты были найдены вокруг мегакристов граната в щелочных базальтах провинций Ляонин и Шаньдун в Северном Китае (Zang и др., 1993). Авторы связывают их образование с декомпрессией до 0.9-1.5 ГПа и разогревом до 1180-1270°C во время подъёма мегакристов щелочными магмами.

В перидотитах также наблюдаются Орх-Cpx-Spl келифитовые каймы вокруг граната. Помимо этого, такие келифиты также могут содержать амфибол, если происходило взаимодействие с водными флюидами, и флогопит с ильменитом, если симплектиты были сформированы при взаимодействии с кимберлитовыми расплавами (Obata, 1994). Так, например, по гранатам в гранатовых лерцолитах Висконского пояса во Франции образуются келифиты с парагенезисом Орх+Spl+Amp(\pm Cpx \pm Pl) (Altherr, Kalt, 1996). Авторы полагают, что рост келифитовых кайм связан с реакцией между Grt и Ol при воздействии фильтрующих водных флюидов и стремительной эксгумации перидотитов на коровые глубины при температуре 720-1000°C. Sp+Орх, Spl+Amp и Spl+Cpx келифитовые каймы обнаружены в перидотитах комплекса Ультен (Альпы, Италия) (Godard, Martin, 2000). Механизм роста этих келифитов авторы работы описывают как химическую реакцию между Grt и Ol в условиях перемещения перидотитов до уровня коры. В Spl- и Grt-лерцолитах из мантийных ксенолитов Антарктического рифта Орх-

Срх-Spl келифиты почти полностью замещают зёрна граната, а также содержат стекло (Foley, 2011). Образование этих келифитов авторы объясняют разогревом мантии до 1285-1336°C.

Срх-Орх-Spl келифитовые каймы также были описаны и в мантийных ксенолитах кимберлитов Якутии (напр., Шацкий и др., 2021).

Насколько известно автору данной работы, в коровых ксенолитах упомянутые выше Орх-Pl-Spl келифитовые каймы являются малоизученными. Подобные келифиты в гранулитах нижней коры описаны только в одной публикации по коровым ксенолитам из Паннонского бассейна в Венгрии (Dégi и др., 2010). Деги с соавторами предполагают, что Орх-Pl-Spl келифиты вокруг граната образовывались при изохимическом распаде граната во время декомпрессии, обусловленной растяжением Паннонского бассейна.

6.3.2. Возможный протолит гранулита

В работе П. Кэмптон и Р. Хармона (Kempton, Harmon, 1992) авторы предлагают петрохимическую классификацию гранулитов из коровых ксенолитов на основе их магнезиальности $X_{Mg} = Mg / [Mg + Fe^{2+}]$ и отношения SiO_2/Al_2O_3 в вес.%. На рис. 6.6 нанесены валовые составы нижнекоровых ксенолитов из разных регионов по всему миру. Эти составы выбраны из базы данных GEOROCK (<https://geogoc.eu>). Бóльшая часть этих ксенолитов обладает $X_{Mg} = 0.4 - 0.7$ и отношением SiO_2/Al_2O_3 от 2 до 4 (рис. 6.6), что соответствует составами примитивных базальтов, а также породам, образованным в результате дифференциации исходных базальтовых магм.

Изученный в этой работе ксенолит Зар19-3 из кимберлитовой трубки Зарница характеризуется $X_{Mg} = 0.77$ и $SiO_2/Al_2O_3 = 2.2$ (рис. 6.6, отмечен звездочкой). Подобные высокомагнезиальные гранулиты из коровых ксенолитов встречаются редко, но наиболее похожие по составу ксенолиты были описаны ранее в единичных работах (Dodgе et al., 1986; Kempton, Harmon, 1992; Rudnick et al., 1986). По упомянутой ранее петрохимической классификации (Kempton, Harmon, 1992) ксенолит Зар19-3 попадает внутрь группы “Мафические Г”, расположенной при значениях более высокой магнезиальности (X_{Mg}) относительно поля примитивных базальтовых составов и линии толеитового тренда (рис. 6.6).

В Таблице 6.1 приведены эффективный состав изученного ксенолита Зар19-3 и валовые составы оливиновых габбро, граувакки и гроспидита из литературы. Из таблицы 6.1 можно отметить, что состав гранулита отличен от состава граувакки и гроспидита практически по всем компонентам. И наоборот, ксенолит похож по составу на оливиновые габбро расслоенных интрузий (Таблица 6.1). Таким образом, вероятнее всего, протолит ксенолита Зар19-3, являлся кумулатом, сформированным в процессе кристаллизации примитивных базальтовых расплавов.

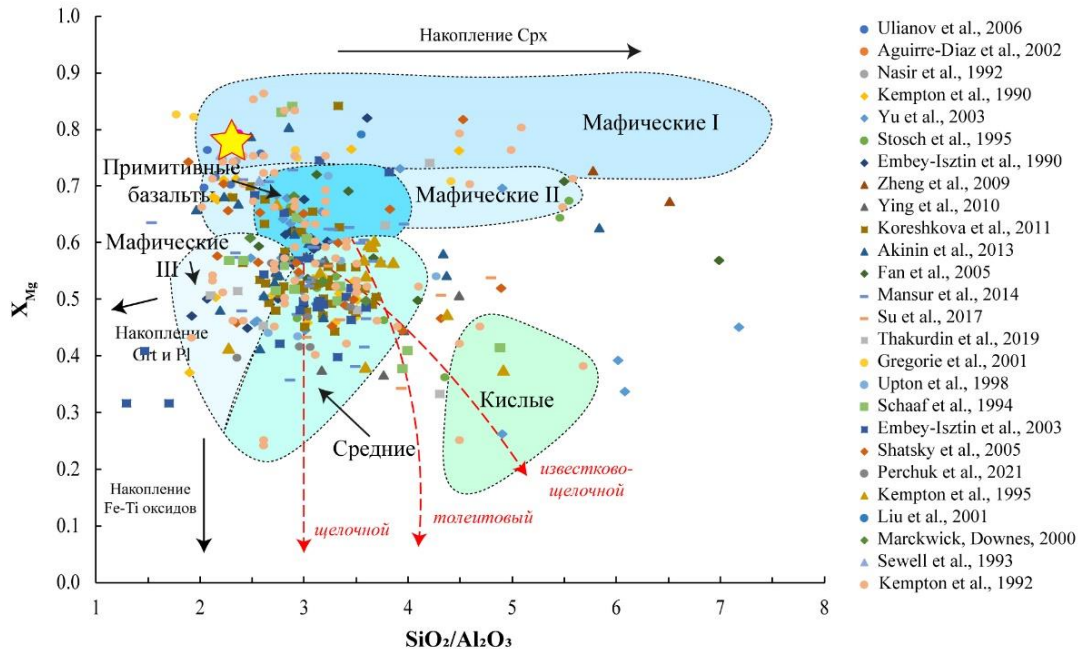


Рис. 6.6. Валовые составы нижнекоровых ксенолитов из разных регионов мира (ссылки даны справа от диаграммы) на диаграмме X_{Mg} - SiO_2/Al_2O_3 (Kempton, Harmon, 1992). $X_{Mg} = Mg / [Mg + Fe^{2+}]$, отношение SiO_2/Al_2O_3 рассчитано в мас. %. Звёздочка - состав изученного в данной работе ксенолита из трубки Зарница. Пунктирные стрелки - эволюция состава породы вдоль щелочного, толеитового и известково-щелочного трендов. Сплошные стрелки – тренды аккумуляции минералов по мере кристаллизации магмы. Подробности в тексте.

Таблица 6.1. Сравнение состава образца гранулита ZAR19-3 с составами оливиновых габбро, граувакки и гросспидита.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
ZAR19-3 (эффективный)	49.84	-	21.05	-	4.90	-	8.65	12.53	2.82	-	99.79
ZAR19-3 (РФА)	49.11	0.15	18.73	-	4.72	0.11	11.56	9.88	1.75	1.61	99.94*
О1 габбро [1]	47.20	0.29	18.20	0.00	6.00	0.10	10.70	14.10	1.59	0.11	98.29
О1 габбро [2]	47.50	0.22	18.40	0.09	5.60	0.10	11.10	12.30	2.22	0.08	97.61
Грауввака [3]	64.43	0.62	15.48	-	7.27	-	3.12	2.22	3.74	2.44	99.32
Гросспидит [4]	45.30	0.35	23.40	-	5.00	0.05	6.50	15.60	1.70	0.30	98.20

* Литературные источники: 1 - (Monjoie и др., 2005); 2 - (Malaviarachchi и др., 2010); 3 - (Liu, Wei, 2020); 4 - (Green, 1967).

** P_2O_5 0.01 мас. %, Sr 0.07 мас. %, Zr < 0.005 мас. %, Ba 0.06 мас. %, потери при прокаливании 1.67 мас.%. Анализ РФА выполнен методом рентгенофлуоресцентный анализа (РФА) на приборе Bruker

S4 Спектрометр «Пионер» в Центре коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН, Российская академия наук (Иркутск, Россия).

6.3.3. Образование симплектитов и воздействие кимберлитовых магм

Гранулиты из нижнекоровых ксенолитов испытывают воздействие транспортирующих их кимберлитовых расплавов. Взаимодействие с кимберлитами в ксенолитах обычно выражено в виде образования прожилков по границам породообразующих минералов или пересекающих их. Эти прожилки выполнены серпентинитом и флогопитом, реже – кальцитом (Downes et al., 2007; Koreshkova и др., 2011; Markwick, Downes, 2000; Pearson et al., 1995; Perchuk et al., 2021). В сильно изменённых ксенолитах метаморфические минералы замещаются кальцитом и слюдами (Koreshkova и др., 2011; Perchuk и др., 2021). Плагиклаз нередко замещается натролитом, серицитом и карбонатом, а клинопироксен может быть окружён симплектитоподобными сростаниями (Markwick, Downes, 2000; Pearson и др., 1995).

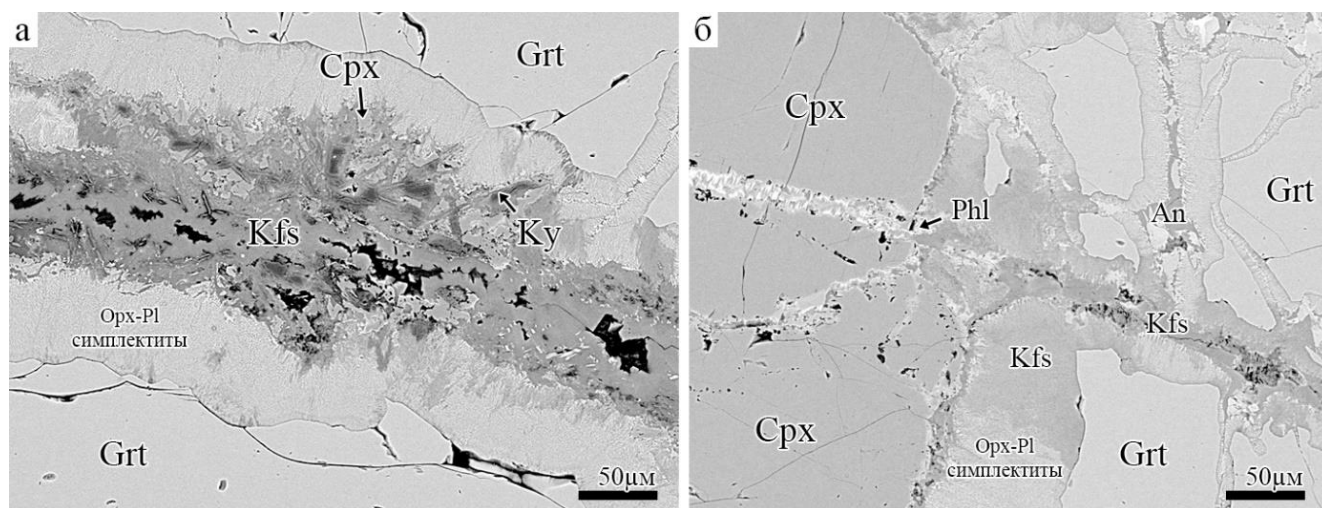


Рис. 6.7. Взаимоотношения Срх-Ку и Орх-Pl симплектитов с вторичными жилами, образованными при воздействии кимберлитового расплава. (а) Замещение Срх-Ку симплектитов калиевым полевым шпатом. (б) Замещение Орх-Pl симплектитов флогопитом и калиевым полевым шпатом. Фотографии в обратно-рассеянных электронах.

В изученном ксенолите Зар19-3 из трубки Зарница были отмечены вторичные преобразования, которые, вероятнее всего, объясняются взаимодействием с кимберлитовыми расплавами. Например, кианит и клинопироксен из Срх-Ку симплектитов замещаются калиевым полевым шпатом (рис. 6.7). Орх-Pl симплектиты также замещаются калиевым полевым шпатом и флогопитом, если они располагаются вблизи секущих метаморфические минералы вторичных жил (рис. 6.7б). Внутри секущих жил в клинопироксене развивается флогопит. Плагиклаз замещается калиевым шпатом по границам зёрен и по трещинам внутри. В нескольких ареолах

интенсивного замещения в плагиоклазе образуются сростания КПШ, хлорита и кальцита, пересекаемые прожилками барита и Ва-содержащим калиевым полевым шпатом.

В литературе было детально показано, что при взаимодействии ксенолита с вмещающими кимберлитами происходит привнос CaO (в большей степени) и MgO (в меньшей степени) в ксенолит, в то время как SiO₂, наоборот, выносится из ксенолита (Niyazova и др., 2021).

Из проведенного в рамках этой работы моделирования роста обоих типов симплектитов из ксенолита Зар19-3, можно заметить, что образование Сrx-Ку симплектитов связано с привносом SiO₂ при P-T условиях нижней коры, что противоречит полученным в работе (Niyazova и др., 2021) данным и, значит, не может быть объяснено взаимодействием ксенолит с вмещающим кимберлитом.

По результатам моделирования и анализа химической зональности Орх-Pl симплектитов, мы заключили, что их образование в ходе разложения граната связано с привносом CaO и выносом MgO. В работе (Niyazova и др., 2021), напротив, показано, что при взаимодействии ксенолит-кимберлит происходит одновременный привнос и CaO, и MgO. Тем не менее, полученные P-T условия роста этих симплектитов подразумевают декомпрессию породы на 0.6 ГПа и разогрев – на 200°C. Поэтому наиболее вероятным механизмом роста этих симплектитов является воздействие флюида (расплава) на ксенолит во время транспортировки его к поверхности кимберлитовыми расплавами.

6.3.4. Декомпрессия при подъёме глубинными магмами.

В ксенолитах глубинных коровых пород кратонных областей обычно не сохраняются данные об их P-T метаморфической эволюции (Perchuk и др., 2021; Rudnick, 1992; Thakurdin и др., 2019), однако есть редкие исключения (Grigorieva и др., 2024). Отсутствие P-T трендов хорошо согласуется с принятой моделью образования интракратонных гранулитов во время кристаллизации и медленного остывания базальтовых андерплейтов в течение продолжительного времени, что может приводить к полному переуравновешиванию минеральных парагенезисов гранулитов (Bohlen, Mezger, 1989).

Нами восстановлен декомпрессионный тренд как минимум на 0.6 ГПа, записанный в минеральных равновесиях гранулита Зар19-3 из кимберлитовой трубки Зарница (рис. 6.18). Такая декомпрессия соответствует подъёму ксенолита из нижней коры на ~18 км. Столь существенные вертикальные перемещения представляются крайне необычными для кратонных областей, являющих собой по определению наиболее стабильные области континентов. Самым вероятным механизмом подъёма ксенолита из нижней коры в среднюю является перемещение глубинной магмой, например, кимберлитовой. Об этом свидетельствует зафиксированный по результатам моделирования фазовых равновесий разогрев ксенолита до 900°C, обусловивший вместе с

декомпрессией рост Орх-Pl симплектитов. Подобным образом обычно объясняют образование Орх-Pl-Spl и Орх-Срх-Spl симплектитов в мантийных ксенолитах (например, Keane и др., 2000; Obata, 1994; Zang и др., 1993).

Заключение

Результаты исследования коровых ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная показали, что наращивание мощности коры за счёт кристаллизации мафических магм происходило не только в виде андерплейтов на границе кора-мантия, но и в виде интрузий в средней/нижней коре, которые были трансформированы в мафические гранулиты в течение длительного (более 1 млрд лет) пребывания на коровых глубинах. Изученные образцы ксенолитов указывают на то, что сухая мантия и средняя/нижняя кора не обеспечивали достаточного количества флюидов, и, таким образом, метаморфизм протекал преимущественно в условиях дефицита флюидов, тогда как f_{O_2} контролировалась непосредственно реакциями с участием Fe-Ti оксидов и породообразующих силикатных минералов. Дефицит флюида стабилизировал гранулитовый парагенезис, вплоть до P-T условий амфиболитовой фации. Кинетика, по-видимому, препятствовала дальнейшему переуравновешиванию химических составов метаморфических минералов при температурах, соответствующих геотерме Сибирского кратона.

Изучение клинопироксенов из ксенолитов трубки Удачная раскрыло, что количество Fe^{3+} в клинопироксенах из гранулитов нижнекоровых ксенолитов кимберлитовой трубки Удачная (Якутия), проанализированное мессбауэровской спектроскопией и рассчитанное по микронзондовым анализам, совпадает и соответствует значительному содержанию эгириновой молекулы (до 10 мол. %). Выводы предыдущих исследований о значительных ошибках при расчете Fe^{3+} по микронзондовым анализам клинопироксенов из эклогитов, приводящие к некорректным оценкам температуры (Proyer et al., 2004; Sobolev et al., 1999), по всей видимости, не распространяются на бедные Na (менее 2 мас. %) клинопироксены с относительно высоким содержанием FeO_{tot} (более 8 мас. %).

Изученный образец ксенолита из кимберлитовой трубки Зарница обладает высокомагнезиальным составом, близким к оливиновому габбро. В нём найдены необычные Сrx-Ку симплектиты, образование которых не связано с кимберлитовыми магмами. Так, Сrx-Ку симплектиты формируются в условиях нижней коры при 750 °C и 1.3 ГПа, близких к условиям образования самого гранулита. Мы объясняем формирование этих симплектитов воздействием SiO_2 -содержащего флюида. Такой тип метасоматоза характерен для корово-мантийного взаимодействия в зонах субдукции (Perchuk et al., 2018) и не был зафиксирован ранее для нижнекоровых процессов.

Краевые части гранатов в ксенолите во всём образце замещены Орх-Pl ± Spl симплектитами (келифитами). P-T-условия роста этих симплектитов свидетельствуют о декомпрессии гранулита до 0.6 ГПа и разогреве до 900 °C. В коровых ксенолитах такие симплектиты оставались малоизученными.

Таким образом, мы фиксируем два этапа преобразования исходного гранулита. Первый связан с Si-метасоматозом в условиях нижней коры, а второй — с декомпрессией и разогревом ксенолита в ходе его подъема к поверхности кимберлитовыми магмами.

Список литературы

1. Акинин В. В. и др. Меловая нижняя кора континентальных окраин севера Пацифики: петролого-геохронологические данные по ниже-среднекоровым ксенолитам // Петрология. – 2013. – Т. 21. – №. 1. – С. 34-73.
2. Ветрин В. Р. Состав и строение нижней коры Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. – 2006. – Т. 14. – №. 4. – С. 415-438.
3. Ветрин В. Р., Каменский И. Л., Икорский С. В. Изотопы гелия и аргона в ксенолитах нижней коры Беломорского подвижного пояса // Петрология. – 2007. – Т. 15. – №. 3. – С. 324-336.
4. Ветрин В. Р. и др. Этапы формирования нижней коры Беломорского подвижного пояса (Кольский полуостров) // Доклады Академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение "Российская академия наук", 2009. – Т. 424. – №. 5. – С. 676-681.
5. Ветрин В. Р., Белоусова Е. А., КРЕМЕНЕЦКИЙ Д. Lu-Nf изотопная систематика циркона из ксенолитов нижней коры Беломорского подвижного пояса // Записки Российского минералогического общества. – 2017. – Т. 146. – №. 3. – С. 1-16.
6. Вревский А. Б. и др. Геологические, петрологические и изотопно-геохимические ограничения геодинамических моделей образования архейских тоналит-грандьемит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов // Геотектоника. – 2010. – №. 4. – С. 20-38.
7. Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Хильтова В. Я. Термальные режимы в нижней коре по данным гранат-ортопироксеновой термобарометрии нижнекоровых ксенолитов в кимберлитах и щелочных базальтах // Физика Земли. – 2003. – №. 12. – С. 72-87.
8. Горбачев Ф. Ф. и др. Результаты экспериментального изучения упруго-анизотропных свойств гранатовых гранулитов нижней коры Беломорского подвижного пояса // Физика Земли. – 2012. – №. 1. – С. 82-82.
9. Добрецов В. Н. и др. Средний химический состав нижней коры центральной части Алданского щита по результатам изучения ксенолитов из мезозойских щелочных интрузивов // Отечественная геология. – 2008. – №. 6. – С. 63-73.
10. Розен О. М., Манаков А. В., Зинчук Н. Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. – Общество с ограниченной ответственностью "НАУЧНЫЙ МИР", 2006.
11. Савко К. А. и др. Геохронология ТТГ ассоциации в мезоархее Курского блока Восточной Сарматии // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2019. – №. 2. – С. 70-80.
12. Чекулаев В. П., Глебовицкий В. А. О среднем составе ТТГ (тоналит-грандьемит-гранодиоритовой) ассоциации: возможности использования // Доклады Академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение "Российская академия наук", 2017. – Т. 472. – №. 2. – С. 192-196.

13. Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Егорова Ю. С. Архейская тоналит-грандъемит-гранодиоритовая ассоциация Карельской провинции: геология, геохимия, этапы и условия образования // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2022. – Т. 30. – №. 4. – С. 3-21.
14. Бобриевич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А. Алмазные месторождения Якутии / под ред. М. А. Соболев.: Госгеолтехиздат, 1959.
15. Моор Г. Г., Соболев В. С. К вопросу о сибирских кимберлитах // Минералогический сборник Львовского геологического общества. 1957. № 11. С. 369–371.
16. Неймарк Л. А., Немчин А. А., Розен О. М. Sm-Nd-изотопные системы в нижнекоровых ксенолитах из кимберлитов Якутии // Докл. РАН. 1992. Т. 327. № 3. С. 374–378.
17. Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Новая модель химического строения земной коры // Геохимия. 1967. № 12. С. 1763–1795.
18. Сарсадских Н. Н., Попугаева Л. А. Новые данные о проявлении ультраосновного магматизма на Сибирской платформе // Разведка и охрана недр. 1955. Т. 5. С. 11–20.
19. Шацкий В. С., Бузлукова Л. В., Ягоуц Э., Козьменко О. А., Митюхин С. И. Строение и эволюция нижней коры Далдын-Алакитского района Якутской алмазоносной провинции // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1273–1289.
20. Шацкий В. С., Рагозин А. Л., Ванг Ч. В. Эволюция коры Якутской алмазоносной провинции – от эоархея до палеопротерозоя: результаты U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Lu-Hf изотопно-геохимических исследований циркона из ксенолитов коровых пород в кимберлитовых трубках // Геология и геофизика. 2023. С. 1659–1673.
21. Шацкий В. С., Рагозин А. Л., Ситиникова Е. С. Природа гетерогенности высокохромистых гранатов в ксенолите деформированного лерцолита из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) // ДАН. 2021. Т. 501. № 2. С. 156–166.
22. Aguirre-Díaz G. J., Dubois M., Laureyns J., Schaaf P. Nature and P-T Conditions of the Crust Beneath the Central Mexican Volcanic Belt Based on a Precambrian Crustal Xenolith // International Geology Review. 2002. Т. 44. № 3. С. 222–242.
23. Ai Y. A revision of the garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg exchange geothermometer // Contr. Mineral. and Petrol. 1994. Т. 115. № 4. С. 467–473.
24. Altherr R., Kalt A. Metamorphic evolution of ultrahigh-pressure garnet peridotites from the Variscan Vosges Mts. (France) // Chemical Geology. 1996. Т. 134. № 1. С. 27–47.
25. Andersen D. J., Lindsley D. H. New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer // Abstracts of American Geophysical Union 1985 Spring Meeting. 1985.
26. Anderson J. L., Smith D. R. The effects of temperature and f_{O2} on the Al-in-hornblende barometer // American Mineralogist. 1995. Т. 80. № 5–6. С. 549–559.

27. Anhaeusser C. R. Precambrian Tectonic Environments // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1975. T. 3. № 1. C. 31–53.
28. Arndt N. Formation and Evolution of the Continental Crust // *GeochemPersp.* 2013. T. 2. № 3. C. 405–533.
29. Ashworth J. R., Sheplev V. S., Bryxina N. A., Kolobov V. Yu., Reverdatto V. V. Diffusion-controlled corona reaction and overstepping of equilibrium in a garnet granulite, Yenisey Ridge, Siberia // *Journal Metamorphic Geology.* 1998. T. 16. № 2. C. 231–246.
30. Austrheim H. Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones // *Earth and Planetary Science Letters.* 1987. T. 81. № 2–3. C. 221–232.
31. Bagdassarov N., Batalev V., Egorova V. State of lithosphere beneath Tien Shan from petrology and electrical conductivity of xenoliths // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* 2011. T. 116. № B1.
32. Beccaluva L., Bianchini G., Natali C., Siena F. Continental Flood Basalts and Mantle Plumes: a Case Study of the Northern Ethiopian Plateau // *Journal of Petrology.* 2009. T. 50. № 7. C. 1377–1403.
33. Berman R. G. winTWQ (version 2.3): a software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations // 2007.
34. Bleeker W. Precambrian Continental Nucleus // *Encyclopedia of Geology.* : Elsevier, 2005. C. 107–118.
35. Bohlen S. R., Mezger K. Origin of Granulite Terranes and the Formation of the Lowermost Continental Crust // *Science.* 1989. T. 244. № 4902. C. 326–329.
36. Brown M., Johnson T. Secular change in metamorphism and the onset of global plate tectonics // *American Mineralogist.* 2018. T. 103. № 2. C. 181–196.
37. Campanaro B. P., Jenkins D. M. An Experimental Study of Chlorine Incorporation In Amphibole Synthesized Along the Pargasite–Ferro-Pargasite Join // *Can Mineral.* 2017. T. 55. № 3. C. 419–436.
38. Carmichael I. S. E. The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions? // *Contr. Mineral. and Petrol.* 1991. T. 106. № 2. C. 129–141.
39. Cawood P. A., Hawkesworth C. J., Dhuime B. The continental record and the generation of continental crust // *Geological Society of America Bulletin.* 2013. T. 125. № 1–2. C. 14–32.
40. Chen S., O'Reilly S. Y., Zhou X., Griffin W. L., Zhang G., Sun M., Feng J., Zhang M. Thermal and petrological structure of the lithosphere beneath Hannuoba, Sino-Korean Craton, China: evidence from xenoliths // *Lithos.* 2001. T. 56. № 4. C. 267–301.
41. Chen W., Arculus R. J. Geochemical and isotopic characteristics of lower crustal xenoliths, San Francisco Volcanic Field, Arizona, U.S.A // *Lithos.* 1995. T. 36. № 3. C. 203–225.

42. Chen X., Lin C., Shi L. Rheology of the lower crust beneath the northern part of North China: Inferences from lower crustal xenoliths from Hannuoba basalts, Hebei Province, China // *SCI CHINA SER D*. 2007a. T. 50. № 8. C. 1128–1141.
43. Chen X., Lin C., Shi L. Rheology of the lower crust beneath the northern part of North China: Inferences from lower crustal xenoliths from Hannuoba basalts, Hebei Province, China // *SCI CHINA SER D*. 2007b. T. 50. № 8. C. 1128–1141.
44. Cherepanova Y., Artemieva I. M., Thybo H., Chermia Z. Crustal structure of the Siberian craton and the West Siberian basin: An appraisal of existing seismic data // *Tectonophysics*. 2013. T. 609. C. 154–183.
45. Christensen N. I., Mooney W. D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view // *J. Geophys. Res.* 1995. T. 100. № B6. C. 9761–9788.
46. Condie K. C., Abbott, D. *Oceanic Plateaus and Hotspot Islands, Identification and Role in Continental Growth.*: Elsevier, 1999.
47. Connolly J. A. D. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. T. 236. № 1. C. 524–541.
48. Cruciani G., Franceschelli M., Groppo C., Brogioni N., Vaselli O. Formation of clinopyroxene + spinel and amphibole + spinel symplectites in coronitic gabbros from the Sierra de San Luis (Argentina): a key to post-magmatic evolution // *Journal of Metamorphic Geology*. 2008. T. 26. № 7. C. 759–774.
49. Davis W. J. U-Pb zircon and rutile ages from granulite xenoliths in the Slave province: Evidence for mafic magmatism in the lower crust coincident with Proterozoic dike swarms // *Geology*. 1997. T. 25. № 4. C. 343–346.
50. Davis W. J., Canil D., MacKenzie J. M., Carbno G. B. Petrology and U–Pb geochronology of lower crustal xenoliths and the development of a craton, Slave Province, Canada // *Lithos*. 2003. T. 71. № 2. C. 541–573.
51. Dégi J., Abart R., Török K., Bali E., Wirth R., Rhede D. Symplectite formation during decompression induced garnet breakdown in lower crustal mafic granulite xenoliths: mechanisms and rates // *Contrib Mineral Petrol*. 2010. T. 159. № 3. C. 293–314.
52. Dodge F. C. W., Calk L. C., Kistler R. W. Lower Crustal Xenoliths, Chinese Peak Lava Flow, Central Sierra Nevada // *Journal of Petrology*. 1986. T. 27. № 6. C. 1277–1304.
53. Dodge F. C. W., Lockwood J. P., Calk L. C. Fragments of the mantle and crust from beneath the Sierra Nevada batholith: Xenoliths in a volcanic pipe near Big Creek, California // *GSA Bulletin*. 1988. T. 100. № 6. C. 938–947.
54. Downes H. The nature of the lower continental crust of Europe: petrological and geochemical evidence from xenoliths // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1993. T. 79. № 1. C. 195–218.

55. 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. T. 93. № 1. C. 175–198.
56. Dyar M. D., Breves E. A., Emerson E., Bell S. W., Nelms M., Ozanne M. V., Peel S. E., Carmosino M. L., Tucker J. M., Gunter M. E., Delaney J. S., Lanzirrotti A., Woodland A. B. Accurate determination of ferric iron in garnets by bulk Mössbauer spectroscopy and synchrotron micro-XANES // *American Mineralogist*. 2012. T. 97. № 10. C. 1726–1740.
57. Ellis D. J., Green D. H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // *Contr. Mineral. and Petrol*. 1979. T. 71. № 1. C. 13–22.
58. Embey-Isztin A., Downes H., Kempton P. D., Dobosi G., Thirlwall M. Lower crustal granulite xenoliths from the Pannonian Basin, Hungary. Part 1: mineral chemistry, thermobarometry and petrology // *Contrib Mineral Petrol*. 2003. T. 144. № 6. C. 652–670.
59. Embey-Isztin A., Scharbert H. G., Dietrich H., Poultidis H. Mafic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary): implications for the deep structure of the Pannonian Basin // *Mineral. mag.* 1990a. T. 54. № 376. C. 463–483.
60. Embey-Isztin A., Scharbert H. G., Dietrich H., Poultidis H. Mafic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary): implications for the deep structure of the Pannonian Basin // *Mineralogical Magazine*. 1990b. T. 54. № 376. C. 463–483.
61. Ewart A., Griffin W. L. Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks // *Chemical Geology*. 1994. T. 117. № 1–4. C. 251–284.
62. Foley S. F. A Reappraisal of Redox Melting in the Earth's Mantle as a Function of Tectonic Setting and Time // *Journal of Petrology*. 2011. T. 52. № 7–8. C. 1363–1391.
63. François C., Philippot P., Rey P., Rubatto D. Burial and exhumation during Archean sagduction in the East Pilbara Granite-Greenstone Terrane // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. T. 396. C. 235–251.
64. Fuhrman M. L., Lindsley D. H. Ternary-feldspar modeling and thermometry // *American Mineralogist*. 1988. T. 73. № 3–4. C. 201–215.
65. Gao S., Kern H., Liu Y., Jin S., Popp T., Jin Z., Feng J., Sun M., Zhao Z. Measured and calculated seismic velocities and densities for granulites from xenolith occurrences and adjacent exposed lower crustal sections: A comparative study from the North China craton // *J. Geophys. Res.* 2000. T. 105. № B8. C. 18965–18976.
66. Gao S., Luo T.-C., Zhang B.-R., Zhang H.-F., Han Y., Zhao Z.-D., Hu Y.-K. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1998. T. 62. № 11. C. 1959–1975.

67. Gao S., Rudnick R. L., Yuan H.-L., Liu X.-M., Liu Y.-S., Xu W.-L., Ling W.-L., Ayers J., Wang X.-C., Wang Q.-H. Recycling lower continental crust in the North China craton // *Nature*. 2004. T. 432. № 7019. C. 892–897.
68. Geiger C. A., Armbruster Th., Lager G. A., Jiang K., Lottermoser W., Amthauer G. A combined temperature dependent ^{57}Fe Mössbauer and single crystal X-ray diffraction study of synthetic almandine: evidence for the Gol'danskii-Karyagin effect // *Phys Chem Minerals*. 1992. T. 19. № 2. C. 121–126.
69. Geng X., Liu Y., Zhang W., Wang Z., Hu Z., Zhou L., Liang Z. The effect of host magma infiltration on the Pb isotopic systematics of lower crustal xenolith: An in-situ study from Hannuoba, North China // *Lithos*. 2020. T. 366–367. C. 105556.
70. Godard G., Martin S. Petrogenesis of kelyphites in garnet peridotites: a case study from the Ulten zone, Italian Alps // *Journal of Geodynamics*. 2000. T. 30. № 1. C. 117–145.
71. Goncharov A. G., Ionov D. A., Doucet L. S., Pokhilenko L. N. Thermal state, oxygen fugacity and $\text{C}\square\text{O}\square\text{H}$ fluid speciation in cratonic lithospheric mantle: New data on peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Siberia // *Earth and Planetary Science Letters*. 2012. T. 357–358. C. 99–110.
72. Green E. C. R., White R. W., Diener J. F. A., Powell R., Holland T. J. B., Palin R. M. Activity–composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks // *Journal Metamorphic Geology*. 2016. T. 34. № 9. C. 845–869.
73. Green T. H. An experimental investigation of sub-solidus assemblages formed at high pressure in high-alumina basalt, kyanite eclogite and grosspydite compositions // *Contr. Mineral. and Petrol*. 1967. T. 16. № 1. C. 84–114.
74. Green T. H., Sie S. H., Ryan C. G., Cousens D. R. Proton microprobe-determined partitioning of Nb, Ta, Zr, Sr and Y between garnet, clinopyroxene and basaltic magma at high pressure and temperature // *Chemical Geology*. 1989. T. 74. № 3–4. C. 201–216.
75. Griffin W. L., Heier K. S. Petrological implications of some corona structures // *Lithos*. 1973. T. 6. № 4. C. 315–335.
76. Grigorieva V. M., Perchuk A. L., Shatsky V. S., Zinovieva N. G. P–T Paths of Cooling and Metamorphism under Conditions of Low-Grade Amphibolite Facies in the Xenoliths of Granulites in the Siberian Craton // *Dokl. Earth Sc.* 2024. T. 514. № 1. C. 84–91.
77. Hammerli J., Kemp A. I. S., Barrett N., Wing B. A., Roberts M., Arculus R. J., Boivin P., Nude P. M., Rankenburg K. Sulfur isotope signatures in the lower crust: A SIMS study on S-rich scapolite of granulites // *Chemical Geology*. 2017. T. 454. C. 54–66.
78. Hans Wedepohl K. The composition of the continental crust // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. T. 59. № 7. C. 1217–1232.

79. Harley S. L. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene // *Contr. Mineral. and Petrol.* 1984. T. 86. № 4. C. 359–373.
80. Heaman L. M., Moser D. E. Proterozoic zircon growth in Archean lower crustal xenoliths, southern Superior craton - a consequence of Matachewan ocean opening // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1997. T. 128. № 2–3. C. 164–175.
81. Holland J. G., Lambert R. St. J. Major element chemical composition of shields and the continental crust // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1972. T. 36. № 6. C. 673–683.
82. Holland T. J. B. The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes // *Contr. Mineral. and Petrol.* 1983. T. 82. № 2–3. C. 214–220.
83. Holland T. J. B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *Journal of Metamorphic Geology.* 1998. T. 16. № 3. C. 309–343.
84. Huang X. L., Xu Y. G., Wang R. C., Chen X. M. The Nushan granulite xenoliths from Anhui province, China: mineralogical characteristics, the lower crustal geotherm and their implications for genesis // *Acta Petrologica Sinica.* 2002. T. 18. № 3. C. 383–391.
85. Jenkins D. M. The incorporation of chlorine into calcium amphibole // *American Mineralogist.* 2019. T. 104. № 4. C. 514–524.
86. Jennings E. S., Holland T. J. B. A Simple Thermodynamic Model for Melting of Peridotite in the System NCFMASOCr // *Journal of Petrology.* 2015. T. 56. № 5. C. 869–892.
87. Johnson T. E., Brown M., Goodenough K. M., Clark C., Kinny P. D., White R. W. Subduction or sagduction? Ambiguity in constraining the origin of ultramafic–mafic bodies in the Archean crust of NW Scotland // *Precambrian Research.* 2016. T. 283. C. 89–105.
88. Johnson T. E., Kirkland C. L., Gardiner N. J., Brown M., Smithies R. H., Santosh M. Secular change in TTG compositions: Implications for the evolution of Archaean geodynamics // *Earth and Planetary Science Letters.* 2019. T. 505. C. 65–75.
89. Jolivet M., Brunel M., Seward D., Xu Z., Yang J., Malavieille J., Roger F., Leyreloup A., Arnaud N., Wu C. Neogene extension and volcanism in the Kunlun Fault Zone, northern Tibet: New constraints on the age of the Kunlun Fault // *Tectonics.* 2003. T. 22. № 5.
90. Keaneko W., Taylor W. R., FitzGerald J. D. Clinoferrosilite-bearing kelyphite: a breakdown product of xenolithic garnet, Delegate breccia pipes, New South Wales, Australia // *Mineralogical Magazine.* 2000. T. 64. № 3. C. 469–479.
91. Keller L. M., Wirth R., Rhede D., Kunze K., Abart R. Asymmetrically zoned reaction rims: assessment of grain boundary diffusivities and growth rates related to natural diffusion-controlled mineral reactions // *Journal Metamorphic Geology.* 2008. T. 26. № 1. C. 99–120.
92. Kempton P. D., Downes H., Sharkov E. V., Vetrin V. R., Ionov D. A., Carswell D. A., Beard A. Petrology and geochemistry of xenoliths from the Northern Baltic shield: evidence for partial melting

- and metasomatism in the lower crust beneath an Archaean terrane // *Lithos*. 1995. T. 36. № 3–4. C. 157–184.
93. Kempton P. D., Harmon R. S. Oxygen isotope evidence for large-scale hybridization of the lower crust during magmatic underplating // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1992. T. 56. № 3. C. 971–986.
94. Kempton P. D., Harmon R. S., Hawkesworth C. J., Moorbath S. Petrology and geochemistry of lower crustal granulites from the Geronimo Volcanic Field, southeastern Arizona // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1990. T. 54. № 12. C. 3401–3426.
95. Kopylova M. G., O'Reilly S. Y., Genshaft Yu. S. Thermal state of the lithosphere beneath Central Mongolia: evidence from deep-seated xenoliths from the Shavaryn-Saram volcanic centre in the Tariat depression, Hangai, Mongolia // *Lithos*. 1995. T. 36. № 3. C. 243–255.
96. Koreshkova M., Downes H., Nikitina L., Vladykin N., Larionov A., Sergeev S. Trace element and age characteristics of zircons in granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Siberia // *Precambrian Research*. 2009a. T. 168. № 3–4. C. 197–212.
97. Koreshkova M. Yu., Downes H., Levsky L. K., Vladykin N. V. Petrology and Geochemistry of Granulite Xenoliths from Udachnaya and Komsomolskaya Kimberlite Pipes, Siberia // *Journal of Petrology*. 2011. T. 52. № 10. C. 1857–1885.
98. Koreshkova M. Yu., Downes H., Nikitina L. P., Vladykin N. V., Larionov A. N., Sergeev S. A. Trace element and age characteristics of zircons in granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Siberia // *Precambrian Research*. 2009b. T. 168. № 3. C. 197–212.
99. Koreshkova M. Yu., Nikitina L. P., Vladykin N. V., Matukov D. I. U-Pb dating of zircon from the lower crustal xenoliths, Udachnaya Pipe, Yakutia // *Dokl. Earth Sc.* 2006. T. 411. № 2. C. 1389–1392.
100. Krivolutskaya N. A., Kuzmin D. V., Gongalsky B. I., Roshchina I. A., Kononkova N. N., Svirskaya N. M., Romashova T. V. Stages of Trap Magmatism in the Norilsk Area: New Data on the Structure and Geochemistry of the Volcanic Rocks // *Geochem. Int.* 2018. T. 56. № 5. C. 419–437.
101. Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi G. Nomenclature of Amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // *Mineral. mag.* 1997. T. 61. № 405. C. 295–310.
102. Lee C.-T. A., Luffi P., Chin E. J. Building and Destroying Continental Mantle // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2011. T. 39. № 1. C. 59–90.
103. Lepage L. D. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry // *Computers & Geosciences*. 2003. T. 29. № 5. C. 673–678.

104. Liang Y., Deng J., Liu X., Wang Q., Qin C., Li Y., Yang Y., Zhou M., Jiang J. Major and trace element, and Sr isotope compositions of clinopyroxene phenocrysts in mafic dykes on Jiaodong Peninsula, southeastern North China Craton: Insights into magma mixing and source metasomatism // *Lithos*. 2018. T. 302–303. C. 480–495.
105. Liou P., Guo J. Generation of Archaean TTG Gneisses Through Amphibole-Dominated Fractionation // *JGR Solid Earth*. 2019. T. 124. № 4. C. 3605–3619.
106. Litasov K. D. Petrology and geochemistry of lower-crustal xenoliths from alkali basalts of the Vitim Plateau // *Geologia i geofizika*. 1999. T. 40. № 5. C. 674–693.
107. Litasov K. D., Foley S. F., Litasov Y. D. Magmatic modification and metasomatism of the subcontinental mantle beneath the Vitim volcanic field (East Siberia): evidence from trace element data on pyroxenite and peridotite xenoliths from Miocene microbasalt // *Lithos*. 2000. T. 54. № 1. C. 83–114.
108. Liu T., Wei C. Metamorphic P – T paths and Zircon U–Pb ages of Archean ultra-high temperature paragneisses from the Qian'an gneiss dome, East Hebei terrane, North China Craton // *Journal Metamorphic Geology*. 2020. T. 38. № 4. C. 329–356.
109. Liu Y.-S., Gao S., Jin S.-Y., Hu S.-H., Sun M., Zhao Z.-B., Feng J.-L. Geochemistry of lower crustal xenoliths from Neogene Hannuoba basalt, North China craton: implications for petrogenesis and lower crustal composition // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. T. 65. № 15. C. 2589–2604.
110. Malaviarachchi S. P. K., Makishima A., Nakamura E. Melt–Peridotite Reactions and Fluid Metasomatism in the Upper Mantle, Revealed from the Geochemistry of Peridotite and Gabbro from the Horoman Peridotite Massif, Japan // *Journal of Petrology*. 2010. T. 51. № 7. C. 1417–1445.
111. Mansur A. T., Manya S., Timpa S., Rudnick R. L. Granulite-Facies Xenoliths in Rift Basalts of Northern Tanzania: Age, Composition and Origin of Archean Lower Crust // *Journal of Petrology*. 2014a. T. 55. № 7. C. 1243–1286.
112. Mansur A. T., Manya S., Timpa S., Rudnick R. L. Granulite-Facies Xenoliths in Rift Basalts of Northern Tanzania: Age, Composition and Origin of Archean Lower Crust // *Journal of Petrology*. 2014b. T. 55. № 7. C. 1243–1286.
113. Markwick A. J. W., Downes H. Lower crustal granulite xenoliths from the Arkhangelsk kimberlite pipes: petrological, geochemical and geophysical results // *Lithos*. 2000. T. 51. № 1. C. 135–151.
114. McLelland J. M., Whitney P. R. Compositional controls on spinel clouding and garnet formation in plagioclase of olivine metagabbros, Adirondack Mountains, New York // *Contr. Mineral. and Petrol.* 1980. T. 73. № 3. C. 243–251.
115. Monjoie P., Bussy F., Lapierre H., Pfeifer H.-R. Modeling of in-situ crystallization processes in the Permian mafic layered intrusion of Mont Collon (Dent Blanche nappe, western Alps) // *Lithos*. 2005. T. 83. № 3. C. 317–346.

116. Mooney W. D. Continental Crust // *Encyclopedia of Physical Science and Technology*. : Elsevier, 2003. C. 635–647.
117. Moyen J.-F., Martin H. Forty years of TTG research // *Lithos*. 2012. T. 148. C. 312–336.
118. Moyen J.-F., Paquette J.-L., Ionov D. A., Gannoun A., Korsakov A. V., Golovin A. V., Moine B. N. Paleoproterozoic rejuvenation and replacement of Archaean lithosphere: Evidence from zircon U–Pb dating and Hf isotopes in crustal xenoliths at Udachnaya, Siberian craton // *Earth and Planetary Science Letters*. 2017. T. 457. C. 149–159.
119. Mukhopadhyay B. Garnet-clinopyroxene geobarometry: The problems, a prospect, and an approximate solution with some applications // *American Mineralogist*. 1991. T. 76. № 3–4. C. 512–529.
120. Müller T., Dohmen R., Becker H. W., Ter Heege J. H., Chakraborty S. Fe–Mg interdiffusion rates in clinopyroxene: experimental data and implications for Fe–Mg exchange geothermometers // *Contrib Mineral Petrol*. 2013. T. 166. № 6. C. 1563–1576.
121. Nasir S. The lithosphere beneath the northwestern part of the Arabian plate (Jordan): evidence from xenoliths and geophysics // *Tectonophysics*. 1992. T. 201. № 3. C. 357–370.
122. Nehring F., Jacob D. E., Barth M. G., Foley S. F. Laser-ablation ICP-MS analysis of siliceous rock glasses fused on an iridium strip heater using MgO dilution // *Microchim Acta*. 2008. T. 160. № 1–2. C. 153–163.
123. Newton R. C., Perkins D. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz // *American Mineralogist*. 1982. T. 67. № 3–4. C. 203–222.
124. Nickel K. G., Green D. H. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // *Earth and Planetary Science Letters*. 1985. T. 73. № 1. C. 158–170.
125. Nie J., Liu Y., Yang Y. Phase Equilibria Modeling and P-T Evolution of the Mafic Lower-Crustal Xenoliths from the Southeastern Margin of the North China Craton // *J. Earth Sci*. 2018. T. 29. № 5. C. 1236–1253.
126. Niyazova S., Kopylova M., Dyck B., Benisek A., Dachs E., De Stefano A. The assimilation of felsic xenoliths in kimberlites: insights into temperature and volatiles during kimberlite emplacement // *Contrib Mineral Petrol*. 2021. T. 176. № 10. C. 84.
127. Obata M. Material Transfer and Local Equilibria in a Zoned Kelyphite from a Garnet Pyroxenite, Ronda, Spain // *Journal of Petrology*. 1994. T. 35. № 1. C. 271–287.
128. Obata M. Kelyphite and symplectite: textural and mineralogical diversities and universality, and a new dynamic view of their structural formation // *New Frontiers in Tectonic Research - General Problems, Sedimentary Basins and Island Arcs*. : IntechOpen, 2011.

129. Pearson D. G., Scott J. M., Liu J., Schaeffer A., Wang L. H., Van Hunen J., Szilas K., Chacko T., Kelemen P. B. Deep continental roots and cratons // *Nature*. 2021. T. 596. № 7871. C. 199–210.
130. Pearson N. J., O'reilly S. Y. Thermobarometry and P–T–t paths: the granulite to eclogite transition in lower crustal xenoliths from eastern Australia // *Journal of Metamorphic Geology*. 1991. T. 9. № 3. C. 349–359.
131. Pearson N. J., O'Reilly S. Y., Griffin W. L. The crust-mantle boundary beneath cratons and craton margins: a transect across the south-west margin of the Kaapvaal craton // *Lithos*. 1995. T. 36. № 3. C. 257–287.
132. Perchuk A. L., Burchard M., Schertl H.-P., Maresch W. V., Gerya T. V., Bernhardt H.-J., Vidal O. Diffusion of divalent cations in garnet: multi-couple experiments // *Contrib Mineral Petrol*. 2009. T. 133. № 5. C. 573–592.
134. Perchuk A. L., Morgunova A. A. Variable P–T paths and HP-UHP metamorphism in a Precambrian terrane, Gridino, Russia: Petrological evidence and geodynamic implications // *Gondwana Research*. 2014. T. 25. № 2. C. 614–629.
135. Perchuk A. L., Safonov O. G., Smit C. A., Van Reenen D. D., Zakharov V. S., Gerya T. V. Precambrian ultra-hot orogenic factory: Making and reworking of continental crust // *Tectonophysics*. 2018. T. 746. C. 572–586.
136. Perchuk A. L., Sapegina A. V., Safonov O. G., Yapaskurt V. O., Shatsky V. S., Malkovets V. G. Reduced amphibolite facies conditions in the Precambrian continental crust of the Siberian craton recorded by mafic granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia // *Precambrian Research*. 2021a. T. 357. C. 106122.
137. Perchuk A. L., Sapegina A. V., Safonov O. G., Yapaskurt V. O., Shatsky V. S., Malkovets V. G. Reduced amphibolite facies conditions in the Precambrian continental crust of the Siberian craton recorded by mafic granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia // *Precambrian Research*. 2021b. T. 357. C. 106122.
138. Perchuk A. L., Zinovieva N. G., Sapegina A. V., Valizer P. M., Kozlovsky V. M., Grigorieva V. M., Podgornova S. T. Meta-Ultramafic Rocks of the Maksyutov Complex, Southern Urals: High-Pressure Si–Al Metasomatism and Carbonatization at the Crust–Mantle Interface in the Subduction Zone // *Petrology*. 2024. T. 32. № 1. C. 53–84.
139. Perchuk L. L., Gerya T. V. Formation and evolution of Precambrian granulite terranes: A gravitational redistribution model // *Origin and Evolution of Precambrian High-Grade Gneiss Terranes, with Special Emphasis on the Limpopo Complex of Southern Africa*. : Geological Society of America, 2011.

140. Pourteau A., Doucet L. S., Blereau E. R., Volante S., Johnson T. E., Collins W. J., Li Z.-X., Champion D. C. TTG generation by fluid-fluxed crustal melting: Direct evidence from the Proterozoic Georgetown Inlier, NE Australia // *Earth and Planetary Science Letters*. 2020. T. 550. C. 116548.
141. Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited // *Journal of Metamorphic Geology*. 1985. T. 3. № 3. C. 231–243.
142. Ravna K. The garnet–clinopyroxene Fe^{2+} –Mg geothermometer: an updated calibration // *Journal of Metamorphic Geology*. 2000. T. 18. № 2. C. 211–219.
143. Redhammer G. J., Amthauer G., Roth G., Tippelt G., Lottermoser W. Single-crystal X-ray diffraction and temperature dependent ^{57}Fe Mössbauer spectroscopy on the hedenbergite-aegirine $(\text{Ca},\text{Na})(\text{Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+})\text{Si}_2\text{O}_6$ solid solution // *American Mineralogist*. 2006. T. 91. № 8–9. C. 1271–1292.
144. Redhammer G. J., Amthauer G., Lottermoser W., Treutmann W. Synthesis and structural properties of clinopyroxenes of the hedenbergite $\text{CaFe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_6$ – aegirine $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$ solid-solution series // *European Journal of Mineralogy*. 2000. T. 12. № 1. C. 105–120.
145. Rosen O. M. The Siberian craton: tectonic zonation and stages of evolution // *Geotectonics*. 2003. T. 37. № 3. C. 175–192.
146. Rosen O. M., Condie K. C., Natapov L. M., Nozhkin A. D. Chapter 10 Archean and Early Proterozoic Evolution of the Siberian Craton: A Preliminary Assessment // *Developments in Precambrian Geology Archean Crustal Evolution*. / под ред. К. С. Condie. : Elsevier, 1994. C. 411–459.
147. Rosen O. M., Levskii L. K., Zhuravlev D. Z., Rotman A. Ya., Spetsius Z. V., Makeev A. F., Zinchuk N. N., Manakov A. V., Serenko V. P. Paleoproterozoic accretion in the Northeast Siberian craton: Isotopic dating of the Anabar collision system // *Stratigr. Geol. Correl.* 2006. T. 14. № 6. C. 581–601.
148. Rozel A. B., Golabek G. J., Jain C., Tackley P. J., Gerya T. Continental crust formation on early Earth controlled by intrusive magmatism // *Nature*. 2017. T. 545. № 7654. C. 332–335.
149. Rudnick R. L. Xenoliths -- samples of the lower continental crust // *Continental Lower Crust* / под ред. D. M. Fountain, R. Arculus, R. Kay. Amsterdam: Elsevier, 1992. C. 269–316.
150. Rudnick R. L. Making continental crust // *Nature*. 1995. T. 378. № 6557. C. 571–578.
151. Rudnick R. L., Fountain D. M. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics*. 1995. T. 33. № 3. C. 267–309.
152. Rudnick R. L., Gao S. 4.1 - Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochemistry (Second Edition)* / под ред. H. D. Holland, K. K. Turekian. Oxford: Elsevier, 2014. C. 1–51.
153. Rudnick R. L., McDonough W. F., McCulloch M. T., Taylor S. R. Lower crustal xenoliths from Queensland, Australia: Evidence for deep crustal assimilation and fractionation of continental basalts // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1986. T. 50. № 6. C. 1099–1115.

154. Ryabchikov I. D., Solovova I. P., Ntaflos Th., Büchl A. Subalkaline picrobasalts and plateau basalts from the Putorana plateau (Siberian continental flood basalt province): I. Mineral compositions and geochemistry of major and trace elements // 2001.
155. Samuel V. O., Sajeev K., Hokada T., Horie K., Itaya T. Neoproterozoic arc magmatism followed by high-temperature, high-pressure metamorphism in the Nilgiri Block, southern India // *Tectonophysics*. 2015a. T. 662. C. 109–124.
156. Samuel V. O., Sajeev K., Hokada T., Horie K., Itaya T. Neoproterozoic arc magmatism followed by high-temperature, high-pressure metamorphism in the Nilgiri Block, southern India // *Tectonophysics*. 2015b. T. 662. C. 109–124.
157. Schaaf P., Heinrich W., Besch T. Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite // *Chemical Geology*. 1994. T. 118. № 1. C. 63–84.
158. Schmitz M. D., Bowring S. A. Ultrahigh-temperature metamorphism in the lower crust during Neoproterozoic Ventersdorp rifting and magmatism, Kaapvaal Craton, southern Africa // *GSA Bulletin*. 2003a. T. 115. № 5. C. 533–548.
159. Schmitz M. D., Bowring S. A. Constraints on the thermal evolution of continental lithosphere from U-Pb accessory mineral thermochronometry of lower crustal xenoliths, southern Africa // *Contrib Mineral Petrol*. 2003b. T. 144. № 5. C. 592–618.
160. Scribano V. Petrological notes on lower-crustal nodules from Hyblean Plateau (Sicily) // *Period Mineral*. 1988. T. 57. C. 41–52.
161. Seliutina N. E., Safonov O. G., Yapaskurt V. O., Varlamov D. A., Sharygin I. S., Konstantinov K. M., Kozlovskiy V. M. Metasomatism in the Precambrian Crust of the Siberian Craton: Results of a Study of Garnet(±Orthopyroxene)–Biotite–Feldspar Xenolith Rocks from Yubileynaya and Sytykanskaya Kimberlite Pipes, Yakutia // *Petrology*. 2024. T. 32. № 1. C. 85–110.
162. Sewell R. J., Hobden B. J., Weaver S. D. Mafic and ultramafic mantle and deep crustal xenoliths from Banks Peninsula, South Island, New Zealand // *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. 1993. T. 36. № 2. C. 223–231.
163. Shatsky V. S., Malkovets V. G., Belousova E. A., Tretiakova I. G., Griffin W. L., Ragozin A. L., Gibsher A. A., O'Reilly S. Y. Tectonothermal evolution of the continental crust beneath the Yakutian diamondiferous province (Siberian craton): U–Pb and Hf isotopic evidence on zircons from crustal xenoliths of kimberlite pipes // *Precambrian Research*. 2016. T. 282. C. 1–20.
164. Shatsky V. S., Malkovets V. G., Belousova E. A., Tretiakova I. G., Griffin W. L., Ragozin A. L., Wang Q., Gibsher A. A., O'Reilly S. Y. Multi-stage modification of Paleoproterozoic crust beneath the Anabar tectonic province (Siberian craton) // *Precambrian Research*. 2018. T. 305. C. 125–144.

165. Shatsky V. S., Ragozin A. L., Wang Q., Wu M. Evidence of Eoarchean crust beneath the Yakutian kimberlite province in the Siberian craton // *Precambrian Research*. 2022a. T. 369. C. 106512.
166. Shatsky V. S., Ragozin A. L., Wang Q., Wu M. Evidence of Eoarchean crust beneath the Yakutian kimberlite province in the Siberian craton // *Precambrian Research*. 2022b. T. 369. C. 106512.
167. Shatsky V. S., Wang Q., Skuzovatov S. Yu., Ragozin A. L. The crust-mantle evolution of the Anabar tectonic province in the Siberian Craton: Coupled or decoupled? // *Precambrian Research*. 2019. T. 332. C. 105388.
168. Shaw D. M., Cramer J. J., Higgins M. D., Truscott M. G. Composition of the Canadian Precambrian shield and the continental crust of the earth // *SP*. 1986. T. 24. № 1. C. 275–282.
169. Sibik S., Edmonds M., Maclennan J., Svensen H. Magmas Erupted during the Main Pulse of Siberian Traps Volcanism were Volatile-poor // *Journal of Petrology*. 2015. T. 56. № 11. C. 2089–2116.
170. Smirnov G. I. Mineralogy of Siberian kimberlites // *International Geology Review*. 1959. T. 1. № 12. C. 21–39.
171. Smithson S. B. Modeling continental crust: Structural and chemical constraints // *Geophysical Research Letters*. 1978. T. 5. № 9. C. 749–752.
172. Spear F. S. *Metamorphic phase equilibria and pressure–temperature–time paths.* : Mineralogical Society of America Monograph, 1993. 352 c.
173. Spetsius Z. V. Petrology of highly aluminous xenoliths from kimberlites of Yakutia // *Lithos*. 2004. T. 77. № 1. C. 525–538.
174. Stepanova A. V., Samsonov A. V., Salnikova E. B., Puchtel I. S., Larionova Yu. O., Larionov A. N., Stepanov V. S., Shapovalov Y. B., Egorova S. V. Palaeoproterozoic Continental MORB-type Tholeiites in the Karelian Craton: Petrology, Geochronology, and Tectonic Setting // *Journal of Petrology*. 2014. T. 55. № 9. C. 1719–1751.
175. Stern R. J., Ali K. A., Ren M., Jarrar G. H., Romer R. L., Leybourne M. I., Whitehouse M. J., Ibrahim K. M. Cadomian (~560 Ma) crust buried beneath the northern Arabian Peninsula: Mineral, chemical, geochronological, and isotopic constraints from NE Jordan xenoliths // *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. T. 436. C. 31–42.
176. Stosch H.-G., Ionov D. A., Puchtel I. S., Galer S. J. G., Sharpouri A. Lower crustal xenoliths from Mongolia and their bearing on the nature of the deep crust beneath central Asia // *Lithos*. 1995. T. 36. № 3. C. 227–242.
177. Sun S. -s., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *SP*. 1989. T. 42. № 1. C. 313–345.
178. Taylor S. R. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1964. T. 28. № 8. C. 1273–1285.

179. Taylor S. R., McLennan S. M. The geochemical evolution of the continental crust // *Reviews of Geophysics*. 1995. T. 33. № 2. C. 241–265.
180. Taylor W. R. An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite // *Neues Jahrb. Mineral. Abh.* 1998. T. 172. C. 381–408.
181. Thakurdin Y., Bolhar R., Horváth P., Rocholl A., Collerson K. Characterization of crustal xenoliths from the Bearpaw Mountains, Montana (USA), using U-Pb geochronology, whole-rock geochemistry and thermobarometry, with implications for lower crustal processes and evolution of the Wyoming Craton // *Chemical Geology*. 2019a. T. 524. C. 295–322.
182. Thakurdin Y., Bolhar R., Horváth P., Rocholl A., Collerson K. Characterization of crustal xenoliths from the Bearpaw Mountains, Montana (USA), using U-Pb geochronology, whole-rock geochemistry and thermobarometry, with implications for lower crustal processes and evolution of the Wyoming Craton // *Chemical Geology*. 2019b. T. 524. C. 295–322.
183. Thébaud N., Rey P. F. Archean gravity-driven tectonics on hot and flooded continents: Controls on long-lived mineralised hydrothermal systems away from continental margins // *Precambrian Research*. 2013. T. 229. C. 93–104.
184. Tomlinson E. L., Holland T. J. B. A Thermodynamic Model for the Subsolvus Evolution and Melting of Peridotite // *Journal of Petrology*. 2021. T. 62. № 1. C. egab012.
185. Török K., Németh B., Koller F., Dégi J., Badenszki E., Szabó C., Mogessie A. Evolution of the middle crust beneath the western Pannonian Basin: a xenolith study // *Miner Petrol.* 2014a. T. 108. № 1. C. 33–47.
186. Török K., Németh B., Koller F., Dégi J., Badenszki E., Szabó C., Mogessie A. Evolution of the middle crust beneath the western Pannonian Basin: a xenolith study // *Miner Petrol.* 2014b. T. 108. № 1. C. 33–47.
187. Tribaudino M., Mantovani L., Bersani D., Lottici P. P. Raman spectroscopy of (Ca,Mg)MgSi₂O₆ clinopyroxenes // *American Mineralogist*. 2012. T. 97. № 8–9. C. 1339–1347.
188. Ulianov A., Kalt A. Mg–Al Sapphirine- and Ca–Al Hibonite-bearing Granulite Xenoliths from the Chyulu Hills Volcanic Field, Kenya // *Journal of Petrology*. 2006. T. 47. № 5. C. 901–927.
189. Van Kranendonk M. J. Archean Tectonics: A review // *Precambrian Research*. 2004. T. 131. № 3–4. C. 143–151.
190. Van Kranendonk M. J. Two types of Archean continental crust: Plume and plate tectonics on early Earth // *American Journal of Science*. 2010. T. 310. № 10. C. 1187–1209.
191. Volfinger M., Robert J.-L., Vielzeuf D., Neiva A. M. R. Structural control of the chlorine content of OH-bearing silicates (micas and amphiboles) // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1985. T. 49. № 1. C. 37–48.

192. Weaver B. L., Tarney J. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust // *Nature*. 1984. T. 310. № 5978. C. 575–577.
193. Wells P. R. A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contr. Mineral. and Petrol.* 1977. T. 62. № 2. C. 129–139.
194. Werf T. van der, Chatzaras V., Kriegsman L. M., Kronenberg A., Tikoff B., Drury M. R. Constraints on the rheology of the lower crust in a strike-slip plate boundary: evidence from the San Quintín xenoliths, Baja California, Mexico // *Solid Earth*. 2017. T. 8. № 6. C. 1211–1239.
195. Wood B. J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contr. Mineral. and Petrol.* 1973. T. 42. № 2. C. 109–124.
196. Woodland A. B., Bauer M., Ballaran T. B., Hanrahan M. Crystal chemistry of $\text{Fe}_3^{2+}\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ – $\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$ garnet solid solutions and related spinels // *American Mineralogist*. 2009. T. 94. № 2–3. C. 359–366.
197. Woodland A. B., Ross C. R. A crystallographic and mössbauer spectroscopy study of $\text{Fe}_3^{2+}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ – $\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$, (almandine–“skiaigite”) and $\text{Ca}_3\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$ – $\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (andradite–“skiaigite”) garnet solid solutions // *Phys Chem Minerals*. 1994. T. 21. № 3. C. 117–132.
198. Xu X., O'Reilly S. Y., Zhou X., Griffin W. L. A xenolith-derived geotherm and the crust-mantle boundary at Qilin, southeastern China // *Lithos*. 1996. T. 38. № 1. C. 41–62.
199. Yang K., Arai S., Yu J., Yun S.-H., Kim J.-S., Hwang J.-Y. Gabbroic xenoliths and megacrysts in the Pleisto-Holocene alkali basalts from Jeju Island, South Korea: The implications for metasomatism of the lower continental crust // *Lithos*. 2012. T. 142–143. C. 201–215.
200. Ying J.-F., Zhang H.-F., Tang Y.-J. Lower crustal xenoliths from Junan, Shandong province and their bearing on the nature of the lower crust beneath the North China Craton // *Lithos*. 2010. T. 119. № 3. C. 363–376.
201. Yu J.-H., Xu X., O'Reilly S. Y., Griffin W. L., Zhang M. Granulite xenoliths from Cenozoic Basalts in SE China provide geochemical fingerprints to distinguish lower crust terranes from the North and South China tectonic blocks // *Lithos*. 2003. T. 67. № 1. C. 77–102.
202. Zang Q., Enami M., Suwa K. Aluminian orthopyroxene in pyrometamorphosed garnet megacrysts from Liaoning and Shandong provinces, northeast China // *European Journal of Mineralogy*. 1993. C. 153–164.
203. Zhao G. C., Wilde S. A., Cawood P. A., Lu L. Z. Petrology and *P-T* path of the Fuping mafic granulites: implications for tectonic evolution of the central zone of the North China craton: P-T PATH OF FUPING MAFIC GRANULITES, NORTH CHINA CRATON // *Journal of Metamorphic Geology*. 2000. T. 18. № 4. C. 375–391.

204. Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks / под ред. D. Fettes, J. Desmons. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.

Приложение 1

Таблица 1.1. Составы и кристаллохимические формулы клино- и ортопироксенов из мафических ксенолитов гранулитов.

Образец	OSYB9		OSYB14		Ud01-300			Ud01-127		
Минерал	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх
Область	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма	вкл-ядро	вкл-кайма	ядро	кайма
<i>Вес. % окислов</i>										
SiO ₂	50.17	52.10	49.89	50.38	50.67	52.64	50.79	51.76	50.19	51.55
TiO ₂	0.42	0.22	0.96	0.77	0.60	0.41	0.73	0.44	0.55	0.30
Al ₂ O ₃	4.88	3.13	6.97	6.06	5.19	4.11	4.15	3.55	5.16	3.42
Cr ₂ O ₃	-	-	0.08	0.10	-	-	-	0.02	0.04	-
FeO	11.18	8.71	8.81	7.19	9.55	8.61	8.75	8.21	11.36	9.51
MnO	0.13	0.05	0.12	0.10	0.08	0.05	0.06	0.06	0.11	0.15
MgO	11.48	12.78	12.74	12.69	11.95	13.13	12.81	13.48	10.92	12.55
CaO	19.79	21.20	19.57	21.48	20.73	21.73	21.44	21.93	20.09	20.86
Na ₂ O	1.35	1.40	1.27	1.23	1.23	1.18	1.13	1.01	1.41	1.27
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.40	99.59	100.41	100.00	100.00	101.86	99.86	100.46	99.83	99.61
<i>Пересчёт на 6 атомов кислорода</i>										
Si	1.88	1.93	1.83	1.86	1.88	1.91	1.88	1.90	1.88	1.92
Al	0.22	0.14	0.30	0.26	0.23	0.18	0.18	0.15	0.23	0.15
Ti	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00
Cr	-	-	0.00	0.00	-	-	-	0.00	0.00	-
Fe ³⁺	0.09	0.08	0.06	0.07	0.07	0.06	0.09	0.09	0.09	0.09
Fe ²⁺	0.26	0.19	0.21	0.15	0.23	0.20	0.18	0.17	0.27	0.21
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.64	0.71	0.70	0.70	0.66	0.71	0.71	0.74	0.61	0.70
Ca	0.80	0.84	0.77	0.85	0.82	0.85	0.85	0.86	0.81	0.83
Na	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08	0.07	0.10	0.09
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.71	0.79	0.77	0.82	0.74	0.78	0.80	0.82	0.69	0.77
X _{Mg} **	0.65	0.68	0.72	0.77	0.69	0.73	0.72	0.75	0.63	0.70
X _{Jd}	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.09	0.09	0.01	0.01
X _{Aeg}	0.09	0.08	0.06	0.08	0.07	0.06	0.00	0.00	0.09	0.09

Таблица 1.1 (продолжение).

Образец	Ud79-24		Ud79-27		OSYB14		Ud79-24		
Минерал	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Орх	Орх	Орх	Орх
Область	ядро	кайма	ВКЛ-ядро	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма
<i>Вес. % окислов</i>									
SiO ₂	50.26	52.74	51.27	50.88	51.97	51.91	53.32	51.10	51.33
TiO ₂	0.55	0.27	0.47	0.45	0.29	0.11	0.06	0.05	0.07
Al ₂ O ₃	5.06	3.46	3.47	4.25	3.30	3.24	2.59	2.27	2.23
Cr ₂ O ₃	-	0.00	0.05	0.03	-	0.05	0.03	-	0.03
FeO	10.93	8.63	8.32	11.07	9.75	17.89	17.69	25.07	25.03
MnO	0.12	0.10	0.11	0.11	0.12	0.14	0.18	0.26	0.27
MgO	11.78	13.35	13.27	11.49	12.22	25.10	26.34	20.60	20.98
CaO	20.46	22.30	21.85	20.38	21.02	0.30	0.26	0.31	0.36
Na ₂ O	0.94	0.85	0.89	1.41	1.42	0.07	0.04	0.03	0.02
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100.10	101.70	99.67	100.07	100.09	98.81	100.51	99.69	100.32
<i>Пересчёт на 6 атомов кислорода</i>									
Si	1.88	1.92	1.90	1.90	1.93	1.91	1.93	1.93	1.93
Al	0.22	0.15	0.15	0.19	0.14	0.14	0.11	0.10	0.10
Ti	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.06	0.05	0.08	0.10	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.28	0.21	0.18	0.25	0.22	0.55	0.54	0.79	0.79
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Mg	0.66	0.73	0.73	0.64	0.68	1.38	1.42	1.16	1.18
Ca	0.82	0.86	0.87	0.81	0.84	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.07	0.06	0.06	0.10	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.70	0.78	0.80	0.72	0.76	0.72	0.73	0.59	0.60
X _{Mg} **	0.66	0.73	0.74	0.63	0.67	0.72	0.73	0.59	0.60
X _{Jd}	0.00	0.01	0.08	0.00	0.02				
X _{Aeg}	0.07	0.05	0.00	0.10	0.09				

“-” показывает, что содержание элемента ниже уровня обнаружения или не было проанализировано; **X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe²⁺), всё железо принято как Fe²⁺; X_{Jd} – мольная доля жадеита; X_{Aeg} – мольная доля эгирина (акмита).

Таблица 1.2. Составы и кристаллохимические формулы гранатов и амфиболов из мафических ксенолитов гранулитов.

Образец Минерал Область	OSYB9		OSYB14		Ud01-300		Ud01-127		Ud79-24	
	Grt ядро	Grt кайма	Grt ядро	Grt кайма	Grt ядро	Grt кайма	Grt ядро	Grt кайма	Grt ядро	Grt кайма
	<i>Вес. % окислов</i>									
SiO ₂	38.17	37.97	38.82	39.32	38.15	38.26	37.56	38.01	37.75	38.08
TiO ₂	0.11	0.08	0.11	0.02	0.10	0.04	0.14	0.07	0.10	0.08
Al ₂ O ₃	21.42	21.62	21.78	21.91	21.31	21.40	20.96	21.34	21.42	21.31
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.12	0.10	0.03	0.02	0.03	-	0.07	0.07
FeO	28.79	28.80	23.26	23.47	26.73	27.03	28.09	27.46	26.68	26.94
MnO	0.77	0.75	0.45	0.49	0.58	0.55	0.64	0.61	0.75	0.76
MgO	6.31	5.91	9.82	9.04	7.27	7.19	6.33	6.14	7.08	7.01
CaO	4.75	5.03	5.61	6.04	5.91	5.91	6.31	7.05	6.00	6.08
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100.34	100.17	99.97	100.39	100.08	100.40	100.06	100.68	99.84	100.33
	<i>Пересчёт на 12 атомов кислорода</i>									
Si	2.97	2.97	2.95	2.99	2.95	2.95	2.93	2.94	2.93	2.94
Al	1.97	1.99	1.95	1.96	1.94	1.95	1.93	1.95	1.96	1.94
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Cr	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.08	0.07	0.12	0.05	0.14	0.15	0.21	0.17	0.17	0.16
Fe ²⁺	1.80	1.81	1.36	1.44	1.59	1.60	1.63	1.61	1.56	1.59
Mn	0.05	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05
Mg	0.73	0.69	1.11	1.02	0.84	0.83	0.74	0.71	0.82	0.81
Ca	0.40	0.42	0.46	0.49	0.49	0.49	0.53	0.58	0.50	0.50
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.29	0.28	0.45	0.42	0.35	0.34	0.31	0.31	0.34	0.34
Ca/(Ca+Mg+Fe ²⁺)	0.14	0.14	0.16	0.17	0.17	0.17	0.18	0.20	0.17	0.17
X _{Ca} *	0.13	0.14	0.43	0.16	0.16	0.16	0.17	0.19	0.16	0.16
X _{Mg} **	0.28	0.27	0.15	0.41	0.33	0.32	0.29	0.28	0.32	0.32
Prp	0.25	0.23	0.38	0.34	0.28	0.28	0.25	0.24	0.28	0.27
Alm	0.60	0.61	0.46	0.48	0.54	0.54	0.55	0.55	0.53	0.54
Grs	0.13	0.14	0.15	0.16	0.17	0.17	0.18	0.20	0.17	0.17
Sps	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02

Таблица 1.2. (продолжение).

Образец Минерал Расположение	Ud79-27		OSYB14	Ud01-300
	Grt ядро	Grt кайма	Amph ядро	Amph кайма
SiO ₂	38.06	38.17	42.67	45.8
TiO ₂	0.13	0.03	1.90	1.26
Al ₂ O ₃	21.06	21.10	14.30	11.15
Cr ₂ O ₃	0.02	-	0.18	0.01
FeO	28.63	28.30	8.84	6.97
MnO	0.68	0.65	0.03	0.05
MgO	6.09	5.92	14.52	17.85
CaO	6.05	6.42	11.91	11.68
Na ₂ O	-	-	1.57	2.84
K ₂ O	-	-	2.00	0.15
Сумма	100.72	100.59	97.92	97.76
<i>Пересчёт на 12 атомов кислорода</i>			<i>Пересчёт на 15 катионов</i>	
Si	2.95	2.96	6.16	6.45
Al	1.93	1.93	2.43	1.85
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00
Cr	0.00	-	0.21	0.13
Fe ³⁺	0.15	0.14	0.31	0.67
Fe ²⁺	1.70	1.70	0.76	0.16
Mn	0.04	0.04	0.00	0.01
Mg	0.70	0.69	3.12	3.74
Ca	0.50	0.53	1.84	1.76
Na	-	-	0.44	0.77
K	-	-	0.37	0.03
Сумма	8.00	8.00	15.66	15.54
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.29	0.29	0.80	0.96
Ca/(Ca+Mg+Fe ²⁺)	0.17	0.18		
X _{Ca} *	0.16	0.17		
X _{Mg} **	0.27	0.27		
Prp	0.24	0.23		
Alm	0.58	0.57		
Grs	0.17	0.18		
Sps	0.02	0.01		

“-” показывает, что содержание элемента ниже уровня обнаружения или не было проанализировано; * X_{Ca}=Ca/(Ca+Mg+Fe²⁺), всё железо принято как Fe²⁺; ** X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe²⁺), всё железо принято как Fe²⁺

Таблица 1.3. Составы и кристаллохимические формулы плагиоклазов и скаполита из мафических ксенолитов гранулитов.

Образец	OSYB9		OSYB14		Ud01-300		Ud01-127		Ud79-24	
Минерал	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
Расположение	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма
<i>Вес. % оксидов</i>										
SiO ₂	59.19	60.43	57.42	59.40	58.69	59.63	58.06	60.21	57.21	57.71
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	25.48	24.36	26.69	25.11	25.88	25.49	25.35	24.62	26.64	26.31
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0.06	0.20	0.04	0.05	0.04	0.14	0.04	0.16	0.00	0.10
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	-	0.05	-	-	-	0.04	-	-	-	-
CaO	7.19	6.14	8.41	6.74	7.62	7.00	7.30	6.08	8.45	8.02
Na ₂ O	7.26	7.79	6.59	7.59	6.88	7.11	6.95	7.71	6.35	6.63
K ₂ O	0.36	1.00	0.17	0.21	0.41	0.58	0.36	0.44	0.45	0.61
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.54	99.97	99.32	99.10	99.52	99.99	98.06	99.22	99.10	99.38
<i>Пересчёт на 8 атомов кислорода</i>										
Si	2.65	2.70	2.59	2.67	2.63	2.66	2.64	2.70	2.59	2.60
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	1.35	1.28	1.42	1.33	1.37	1.34	1.36	1.30	1.42	1.40
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	0.00	-	-	-	0.00	-	-	-	-
Ca	0.35	0.29	0.41	0.32	0.37	0.33	0.36	0.29	0.41	0.39
Na	0.63	0.68	0.58	0.66	0.60	0.62	0.61	0.67	0.56	0.58
K	0.02	0.06	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04
Сумма	5.00	5.01	5.00	5.00	4.99	4.99	4.99	5.00	5.00	5.00
X _{Ca}	0.35	0.30	0.41	0.33	0.38	0.35	0.37	0.30	0.42	0.40

Таблица 1.3 (продолжение).

Образец	Ud79-27		OSYB14
Минерал	Pl	Pl	Scp
Расположение	ядро	кайма	ядро
<i>Вес. % окислов</i>			
SiO ₂	59.99	60.91	45.73
TiO ₂	-	-	-
Al ₂ O ₃	24.75	24.13	26.18
Cr ₂ O ₃	-	-	-
FeO	0.05	0.13	0.11
MnO	-	-	-
MgO	-	-	0.04
CaO	6.33	5.67	16.62
Na ₂ O	7.61	8.01	3.77
K ₂ O	0.46	0.42	0.08
Cl	-	-	0.33
SO ₃	-	-	4.56
Сумма	99.19	99.27	97.42
	<i>Пересчёт на 8 атомов кислорода</i>		<i>Пересчёт на 12 атомов (Si,Al)</i>
Si	2.69	2.73	5.11
Ti	-	-	-
Al	1.31	1.27	6.89
Cr	-	-	-
Fe	0.00	0.00	0.01
Mn	-	-	-
Mg	-	-	0.00
Ca	0.30	0.27	1.99
Na	0.66	0.70	1.63
K	0.03	0.02	0.01
Сумма	5.00	4.99	15.64
X _{Ca}	0.31	0.28	0.52

“-” показывает, что содержание элемента ниже уровня обнаружения или не было проанализировано

Приложение 2

Таблица 2.1. Химические анализы и кристаллохимические формулы породообразующих минералов из гранулита Зар19-3.

Минерал	Срх	Срх	Срх	Grt	Grt	Grt	Grt
Положение	матрикс	матрикс	вместе с Ку	ядро	ядро	контакт с Срх	контакт с Pl
SiO ₂	51.67	50.92	52.61	41.06	41.33	40.98	41.07
TiO ₂	0.31	0.37	0.12	0.03	0.10	0.04	0.02
Al ₂ O ₃	10.85	11.13	7.30	23.61	23.46	23.51	23.28
Cr ₂ O ₃	0.14	0.10	-	0.10	0.10	0.11	0.10
FeO	2.42	2.28	2.11	12.20	12.14	12.39	12.06
MnO	0.00	0.47	-	0.36	0.30	0.30	0.29
MgO	12.15	12.16	13.30	14.53	14.60	13.19	13.10
CaO	21.28	21.20	21.40	9.20	8.67	10.80	10.61
Na ₂ O	2.14	2.06	2.04	0.00	0.00	0.00	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	101.00	100.69	101.50	101.09	100.70	101.32	100.54
Si	1.84	1.83	1.92	2.96	2.99	2.96	2.99
Al	0.46	0.47	0.31	2.01	2.00	2.00	2.00
Ti	0.01	0.00	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ²⁺	0.07	0.07	0.06	0.74	0.73	0.75	0.73
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01
Mn	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.65	0.65	0.72	1.56	1.57	1.42	1.42
Ca	0.81	0.81	0.83	0.71	0.67	0.84	0.83
Na	0.15	0.14	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	4.00	4.00	4.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.90	0.90	0.92	0.68	0.68	0.65	0.66
X _{Ca}				0.24	0.23	0.28	0.28

Таблица 2.1 (продолжение).

Минерал	Pl	Pl	Pl	Орх	Spl	Klk	Tlc
Положение	матрикс	матрикс	контакт с Срх- Ку	симплектиты по Grt	симплектиты по Grt	матрикс	вторичный
SiO ₂	57.21	56.51	57.51	47.61	0.00	40.16	57.71
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	27.56	26.59	25.89	9.95	62.61	11.15	0.28
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.26	0.00
FeO	0.00	0.02	0.03	15.75	22.12	1.37	0.28
MnO	0.00	0.00	0.00	0.39	0.18	0.19	0.36
MgO	0.00	0.01	0.05	22.68	14.67	30.66	28.21
CaO	9.07	8.39	7.80	1.88	0.00	0.32	0.01
Na ₂ O	6.19	6.24	6.34	0.00	0.00	0.18	0.00
K ₂ O	0.39	0.42	0.61	0.00	0.00	0.08	0.00
Сумма	100.42	98.18	98.23	98.26	99.90	84.40	86.90
Si	2.56	2.58	2.62	1.76	0.00	8.21	4.00
Al	1.45	1.43	1.39	0.43	1.93	2.69	0.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.46	0.42	0.23	0.02
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	1.25	0.57	9.34	2.92
Ca	0.43	0.41	0.38	0.07	0.00	0.07	0.00
Na	0.54	0.55	0.56	0.00	0.00	0.07	0.00
K	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00
Сумма	5.00	5.00	5.00	3.98	3.00	20.71	6.98
Mg/(Mg+Fe ²⁺)				0.73	0.57	0.98	0.99
X _{Ca}	0.45	0.43	0.40				

Приложение 3

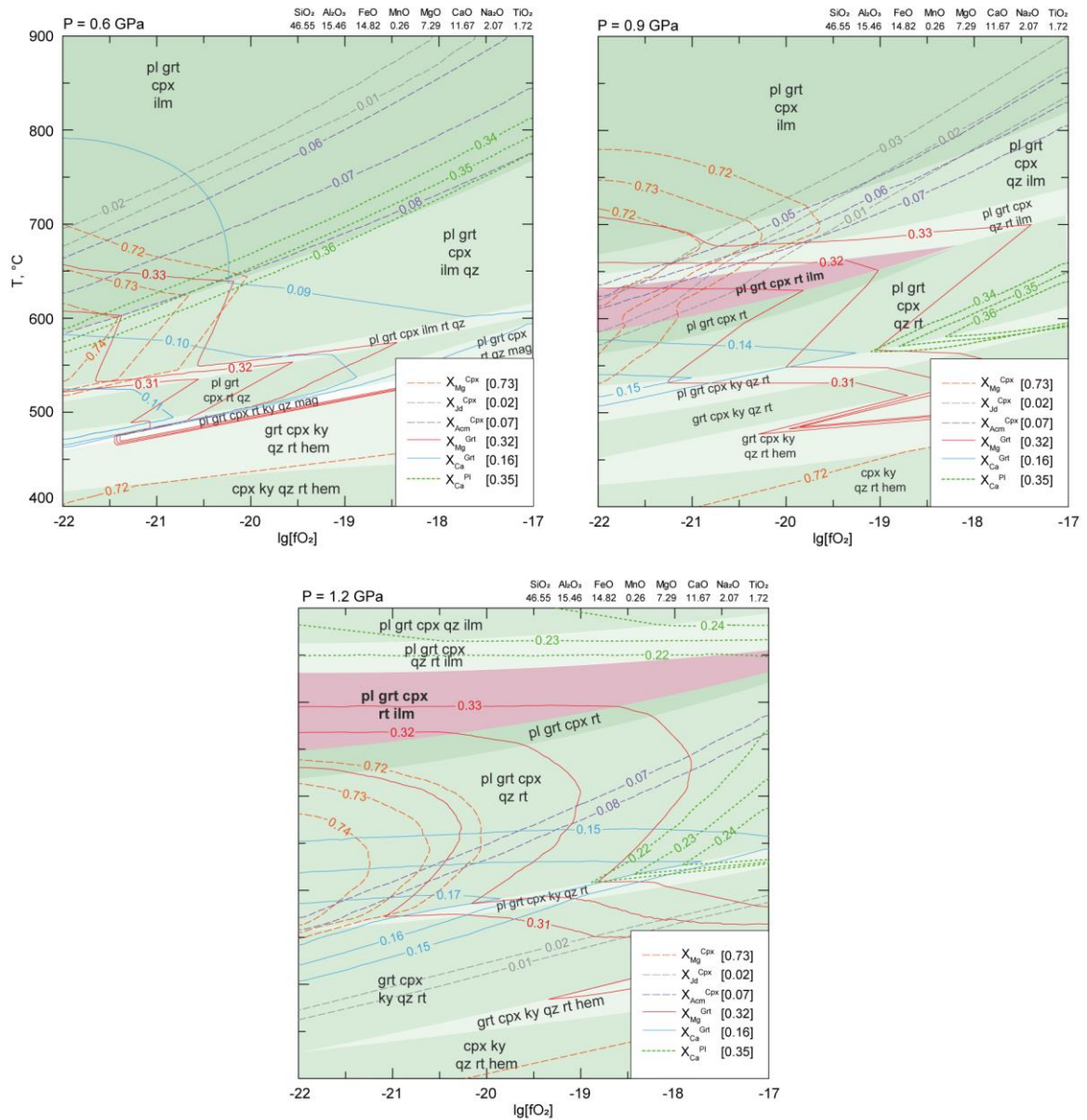


Рис. 3.1. T- $\lg(fO_2)$ диаграммы, рассчитанные в *Perple_X* для эффективного состава образца Ud01-300 с учётом состава всего объёма зёрен клинопироксена при разных давлениях (0.6, 0.9 и 1.2 ГПа). Эффективный состав указан справа над диаграммой, давление - слева. Линиями разных цветов и начертаний показаны изоплеты химических составов минералов. Реперные составы и легенда даны в правом нижнем углу. Фазовое поле искомого парагенезиса отмечено розовым цветом. При $P = 0.6$ ГПа в расчётах не предсказывается равновесие искомого парагенезиса.

Приложение 4

Таблица 4.1. Содержания редких и рассеянных элементов в клинопироксенах из мафических ксенолитов трубки Удачная.

Образец	OSYB9		OSYB14		UD01-300	
	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма
Cs						
Rb						
Ba	14.15	15.44	5.53	4.04	27.20	7.16
Th	0.06	0.02	0.88	0.69	1.03	0.28
U	0.06	0.04	0.16	0.13	0.36	0.13
Nb	0.53	0.15	0.33	0.31	0.64	0.18
Ta	0.11	0.03	0.08	0.07	0.06	0.05
La	6.32	6.72	5.56	5.58	10.60	7.98
Ce	27.76	29.71	18.71	18.07	30.31	26.57
Pr	5.29	5.40	2.84	2.72	4.16	4.27
Sr	24.63	23.76	25.42	24.23	36.21	21.63
Nd	27.92	28.56	13.32	13.00	19.49	20.53
Zr	145.75	140.34	70.62	72.83	98.49	92.59
Hf	4.43	4.44	2.35	2.44	3.14	2.97
Sm	6.98	7.00	3.22	2.87	4.58	4.81
Eu	1.75	1.93	1.03	1.09	1.22	1.18
Ti	4490.07	3066.36	5024.19	4944.39	3119.92	3062.58
Gd	5.35	6.10	2.55	2.43	3.52	3.68
Tb	0.52	0.56	0.32	0.31	0.41	0.40
Dy	2.42	2.81	1.47	1.43	1.81	1.72
Y	7.21	7.15	4.68	4.53	7.28	5.37
Ho	0.37	0.25	0.22	0.18	0.23	0.21
Er	0.70	0.66	0.40	0.40	0.54	0.35
Tm	0.05	0.05	0.03	0.05	0.06	0.04
Yb	0.29	0.36	0.19	0.18	0.30	0.20
Lu	0.03	0.04	0.02	0.02	0.05	0.02

Таблица 4.1 (продолжение).

Образец	UD79-24		UD79-27		UD01-127	
	ядро	кайма	ядро	кайма	ядро	кайма
Cs						
Rb						
Ba	0.04	1.35	0.35	0.24	5.59	1.75
Th	0.12	0.06	0.17	0.06	0.17	0.06
U	0.01	0.03	0.02	0.02	0.09	0.03
Nb	0.37	0.17	0.07	0.01	0.21	0.10
Ta	0.09	0.06	0.01	0.01	0.02	0.01
La	8.55	7.36	3.01	4.49	5.53	3.34
Ce	32.83	30.39	11.12	12.75	19.65	15.94
Pr	5.59	5.34	1.74	1.73	3.76	3.49
Sr	14.10	12.70	5.69	5.02	21.99	19.11
Nd	27.79	26.91	8.05	7.93	20.94	20.30
Zr	125.22	120.19	38.43	37.92	105.71	97.32
Hf	3.95	3.93	1.19	1.28	3.69	3.52
Sm	6.86	6.93	2.24	1.99	6.23	5.54
Eu	1.59	1.55	0.56	0.51	1.65	1.54
Ti	3246.50	2565.55	948.81	668.43	2630.76	2267.17
Gd	5.58	5.45	1.70	1.41	4.61	4.01
Tb	0.72	0.62	0.18	0.17	0.43	0.39
Dy	4.03	3.47	0.78	0.68	1.80	1.53
Y	12.06	10.45	2.32	1.87	5.16	3.99
Ho	0.51	0.48	0.10	0.07	0.17	0.16
Er	1.04	0.95	0.18	0.18	0.37	0.29
Tm	0.09	0.11	0.02	0.01	0.05	0.04
Yb	0.70	0.48	0.07	0.07	0.20	0.10
Lu	0.06	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01

Таблица 4.2. Содержания редких и рассеянных элементов в гранатах из мафических ксенолитов трубки Удачная.

Образец	OSYB9	OSYB14	UD01-300	UD79-24	UD79-27	UD01-127
Cs	-	-	-	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-	-
Ba	3.04	5.74	18.95	0.00	0.01	11.76
Th	0.00	0.00	0.52	0.00	0.00	0.31
U	0.01	0.01	0.27	0.01	0.00	0.19
Nb	0.03	0.01	0.39	0.01	0.00	0.23
Ta	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03
La	0.13	0.01	3.17	0.30	0.07	1.38
Ce	0.36	0.07	5.91	0.60	0.26	5.04
Pr	0.08	0.04	0.56	0.21	0.02	0.30
Sr	1.81	23.31	14.34	0.01	0.11	8.46
Nd	1.35	0.54	2.46	2.13	0.13	1.76
Zr	16.06	20.17	32.16	26.61	2.03	28.68
Hf	0.18	0.19	0.58	0.26	0.03	0.44
Sm	2.22	0.77	1.35	2.54	0.27	2.45
Eu	1.16	0.54	0.62	1.24	0.13	1.20
Ti	410.85	616.96	518.74	733.51	67.93	654.20
Gd	5.58	2.47	2.97	6.98	0.67	6.83
Tb	1.48	0.62	0.76	1.67	0.18	1.58
Dy	12.33	5.86	6.39	14.64	1.61	13.57
Y	73.87	40.07	38.39	98.09	10.34	79.78
Ho	2.74	1.48	1.40	3.55	0.41	3.15
Er	8.93	5.20	4.49	10.38	1.26	9.60
Tm	1.30	0.82	0.65	1.82	0.18	1.54
Yb	8.93	6.04	4.73	12.77	1.28	10.79
Lu	1.37	0.92	0.72	1.78	0.21	1.70

Таблица 4.3. Содержания редких и рассеянных элементов в гранатах из мафических ксенолитов трубки Удачная.

Образец	OSYB9	OSYB14	UD01-300	UD79-24	UD79-27	UD01-127
Cs	-	-	-	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-	-
Ba	197.40	216.49	212.66	220.99	126.35	328.49
Th	0.38	0.02	0.36	0.10	0.38	0.13
U	0.25	0.01	0.25	0.16	0.24	0.13
Nb	0.29	0.01	0.39	0.12	0.39	0.07
Ta	0.03	0.01	0.02	0.02	0.07	0.01
La	1.50	5.03	7.40	9.06	201.56	4.26
Ce	2.67	5.57	11.62	14.78	536.46	9.16
Pr	0.29	0.33	0.87	0.99	18.10	0.65
Sr	29.98	1154.52	1632.30	1177.74	2250.48	1121.79
Nd	1.14	0.71	2.32	2.23	47.89	2.25
Zr	126.19	3.48	11.26	4.52	4.69	5.17
Hf	2.96	0.07	0.20	0.10	0.29	0.05
Sm	0.24	0.06	0.32	0.34	3.04	0.28
Eu	0.15	0.31	0.40	0.72	1.55	0.43
Ti	123.33	55.29	174.99	171.71	85.52	149.11
Gd	0.20	0.14	0.40	0.25	3.49	0.17
Tb	0.03	0.00	0.07	0.02	0.24	0.01
Dy	0.24	0.01	0.45	0.06	0.99	0.06
Y	1.44	0.04	3.23	0.59	3.95	0.35
Ho	0.05	0.00	0.10	0.02	0.09	0.02
Er	0.14	0.02	0.29	0.07	0.33	0.05
Tm	0.02	0.00	0.04	0.01	0.05	0.00
Yb	0.17	0.00	0.43	0.04	0.22	0.03
Lu	0.04	0.00	0.07	0.00	0.05	0.01

Таблица 4.4. Содержания редких и рассеянных элементов в гранатах из мафических ксенолитов трубки Удачная.

Образец	OSYB14	UD79-24
Cs	-	-
Rb	-	-
Ba	2.92	2.12
Th	0.04	0.06
U	0.02	0.03
Nb	0.03	0.05
Ta	0.00	0.00
La	0.01	0.42
Ce	0.08	0.75
Pr	0.01	0.06
Sr	0.32	2.14
Nd	0.03	0.21
Zr	1.61	2.41
Hf	0.07	0.05
Sm	0.03	0.03
Eu	0.00	0.01
Ti	512.02	21.19
Gd	0.02	0.04
Tb	0.00	0.00
Dy	0.02	0.03
Y	0.13	0.22
Ho	0.00	0.01
Er	0.02	0.02
Tm	0.00	0.00
Yb	0.02	0.02
Lu	0.00	0.00

Таблица 4.5. Содержания редких и рассеянных элементов в гранатах из мафических ксенолитов трубки Удачная.

Образец	OSYB14	UD79-27
Cs	-	-
Rb	-	-
Ba	341.87	54.17
Th	0.73	0.36
U	0.04	0.04
Nb	17.82	2.47
Ta	0.95	0.09
La	10.16	4.53
Ce	37.44	15.42
Pr	5.30	2.18
Sr	124.22	17.97
Nd	23.35	11.38
Zr	46.37	19.55
Hf	1.61	0.63
Sm	5.04	2.67
Eu	1.95	0.73
Ti	19259.70	3046.00
Gd	3.87	2.01
Tb	0.47	0.19
Dy	2.11	0.74
Y	6.51	2.29
Ho	0.27	0.10
Er	0.49	0.18
Tm	0.05	0.02
Yb	0.23	0.07
Lu	0.02	0.01

Приложение 5

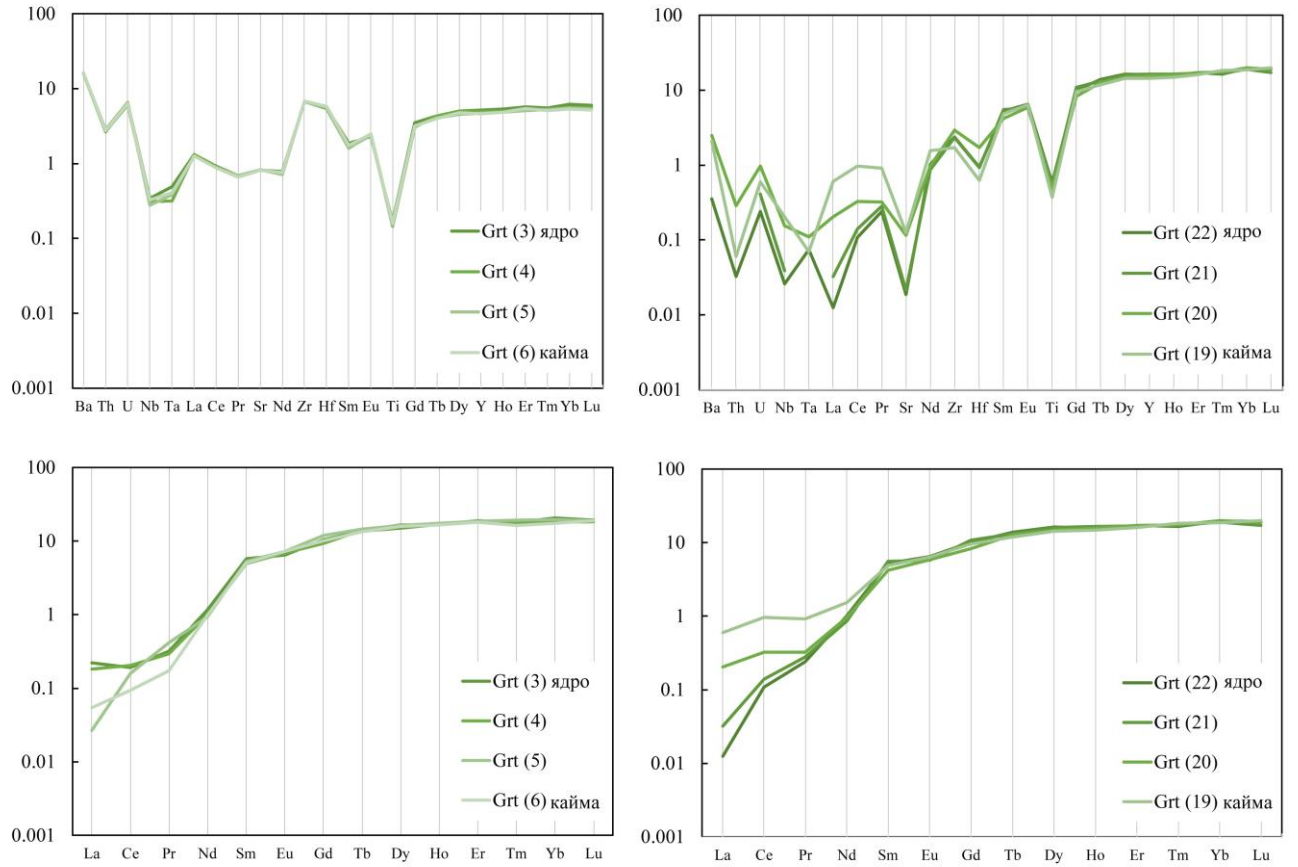


Рис. 4.1. Профили нормированных к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) концентраций редких и рассеянных элементов в гранатах из мафического ксенолита OSYB9 трубки Удачная. В легенде в правой нижней части диаграммы показаны номера анализов в профилях (3-6 и 22-25).

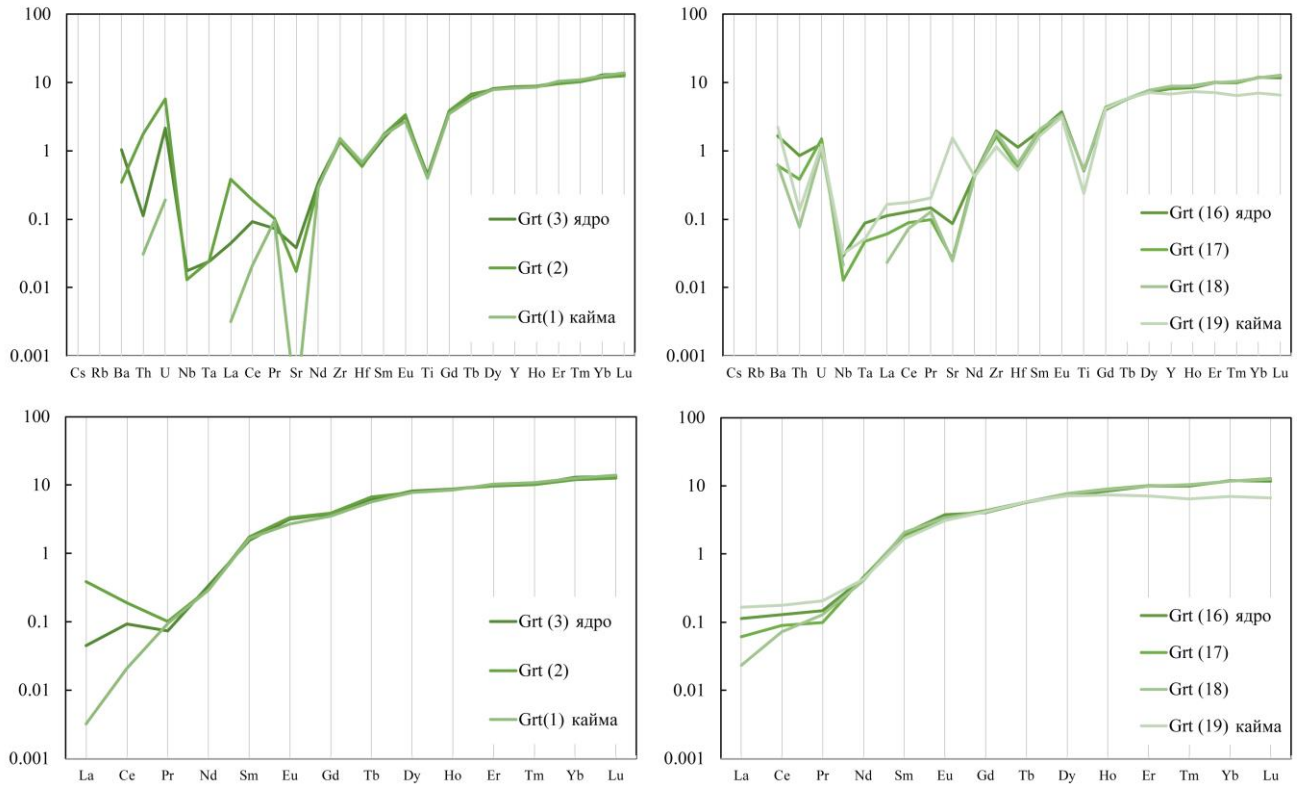


Рис. 4.2. Профили нормированных к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989)

концентраций редких и рассеянных элементов в гранате из мафического ксенолита OSYB14 трубки Удачная. В легенде в правой нижней части диаграммы показаны номера анализов в профилях (1-3 и 16-19).

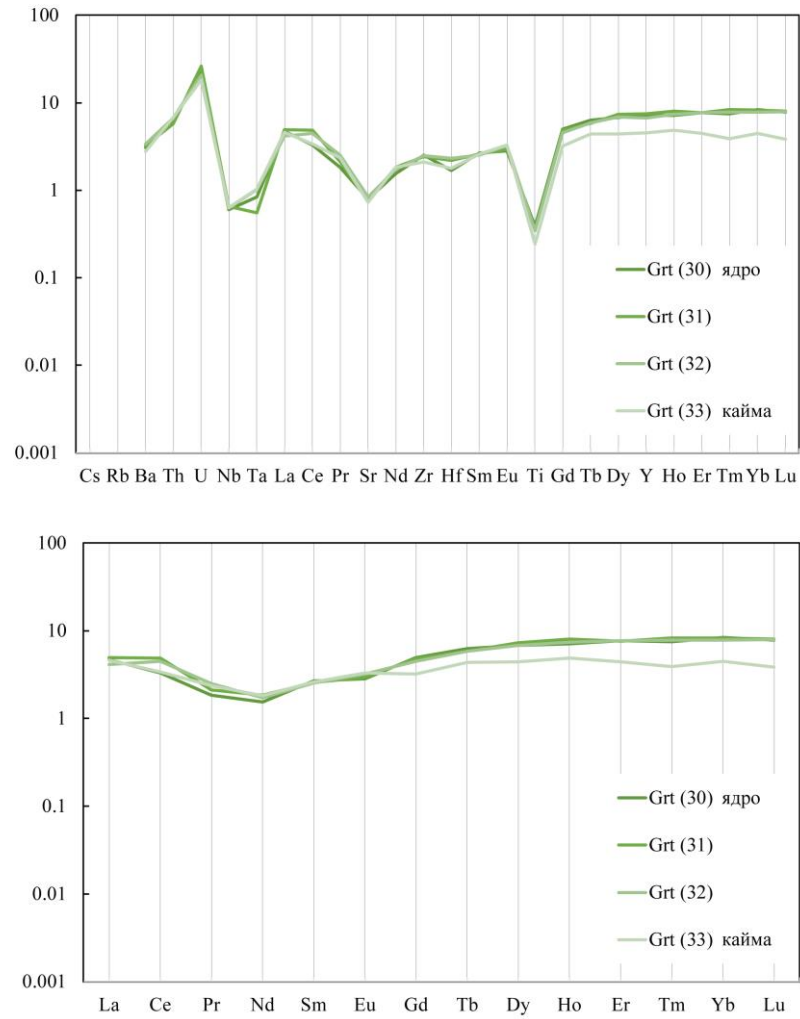


Рис. 4.3. Профили нормированных к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) концентраций редких и рассеянных элементов в гранате из мафического ксенолита UD01-300 трубки Удачная. В легенде в правой нижней части диаграммы показаны номера анализов в профиле (23-33).

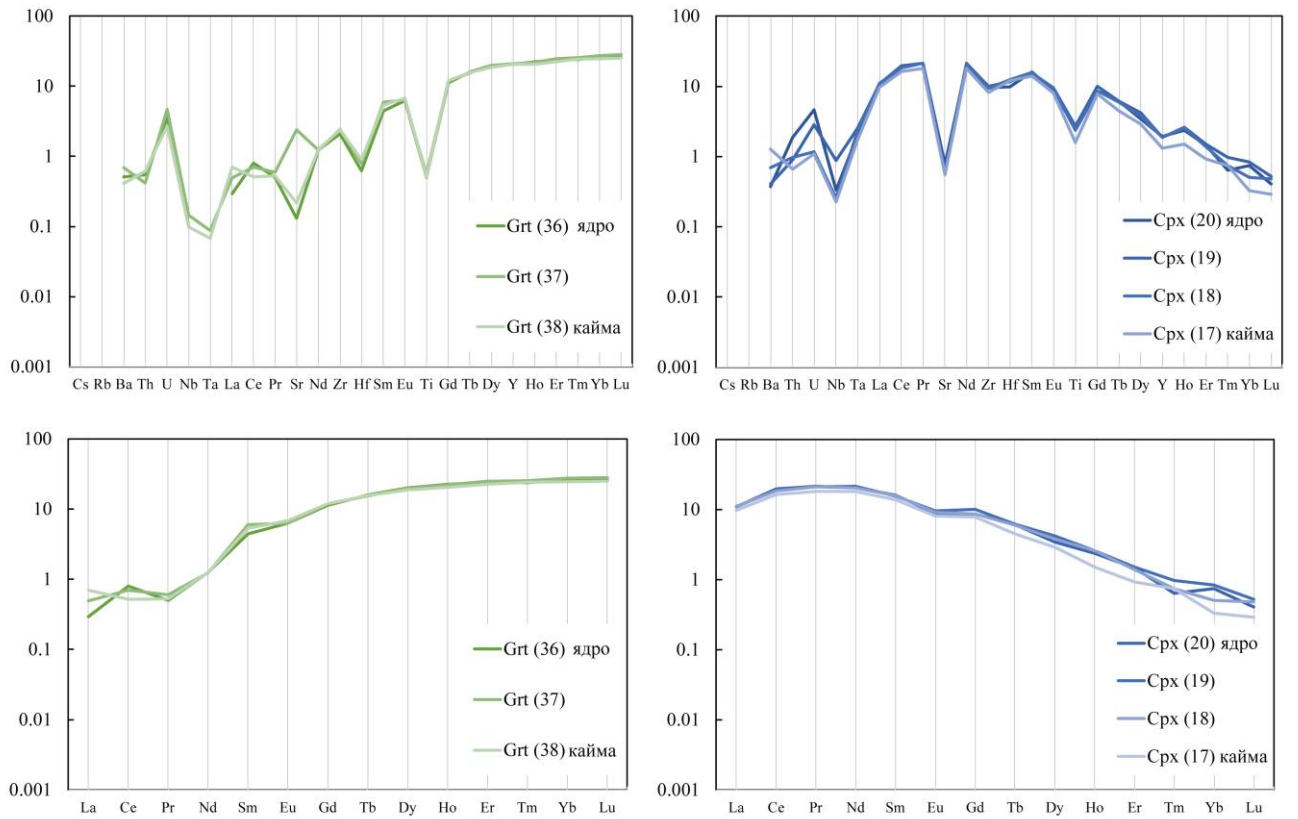


Рис. 4.4. Профили нормированных к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) концентраций редких и рассеянных элементов в (а) гранате и (б) клинопироксене из мафического ксенолита UD79-24 трубки Удачная. В легенде в правой нижней части диаграммы показаны номера анализов в профиле граната (36-38) и клинопироксена (17-20).

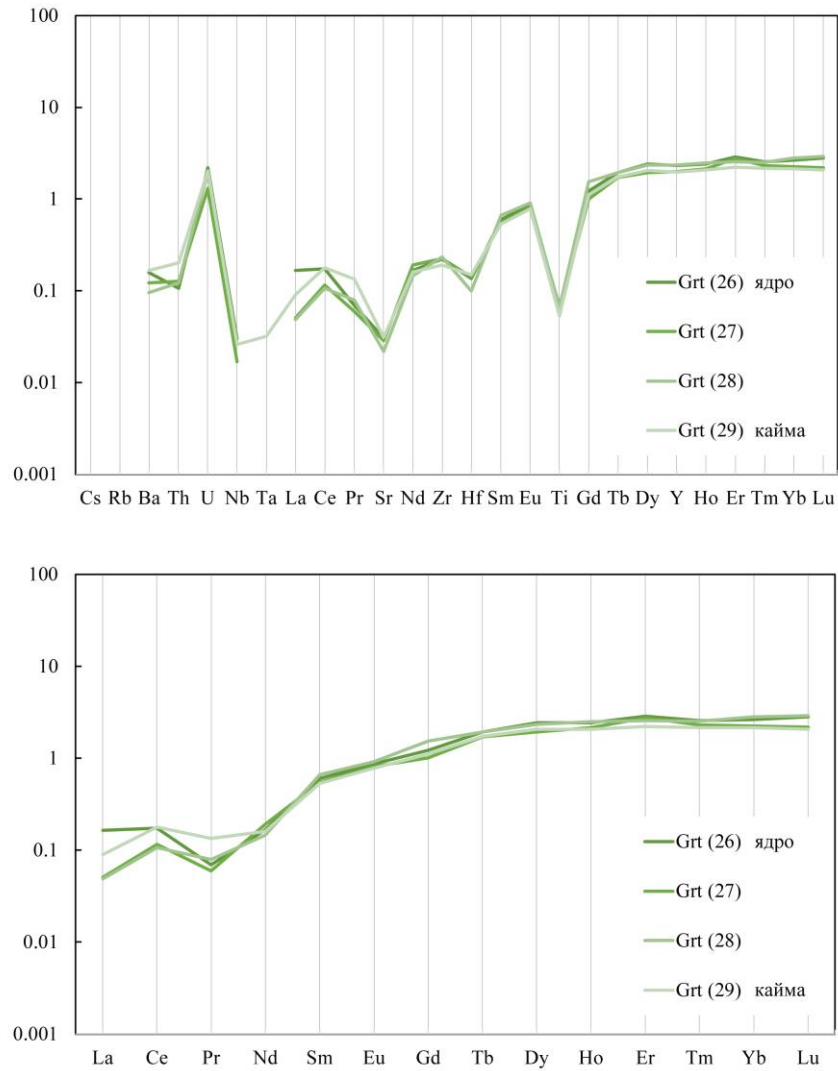


Рис. 4.5. Профили нормированных к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) концентраций редких и рассеянных элементов в гранате из мафического ксенолита UD79-27 трубки Удачная. В легенде в правой нижней части диаграммы показаны номера анализов в профиле (26-29).

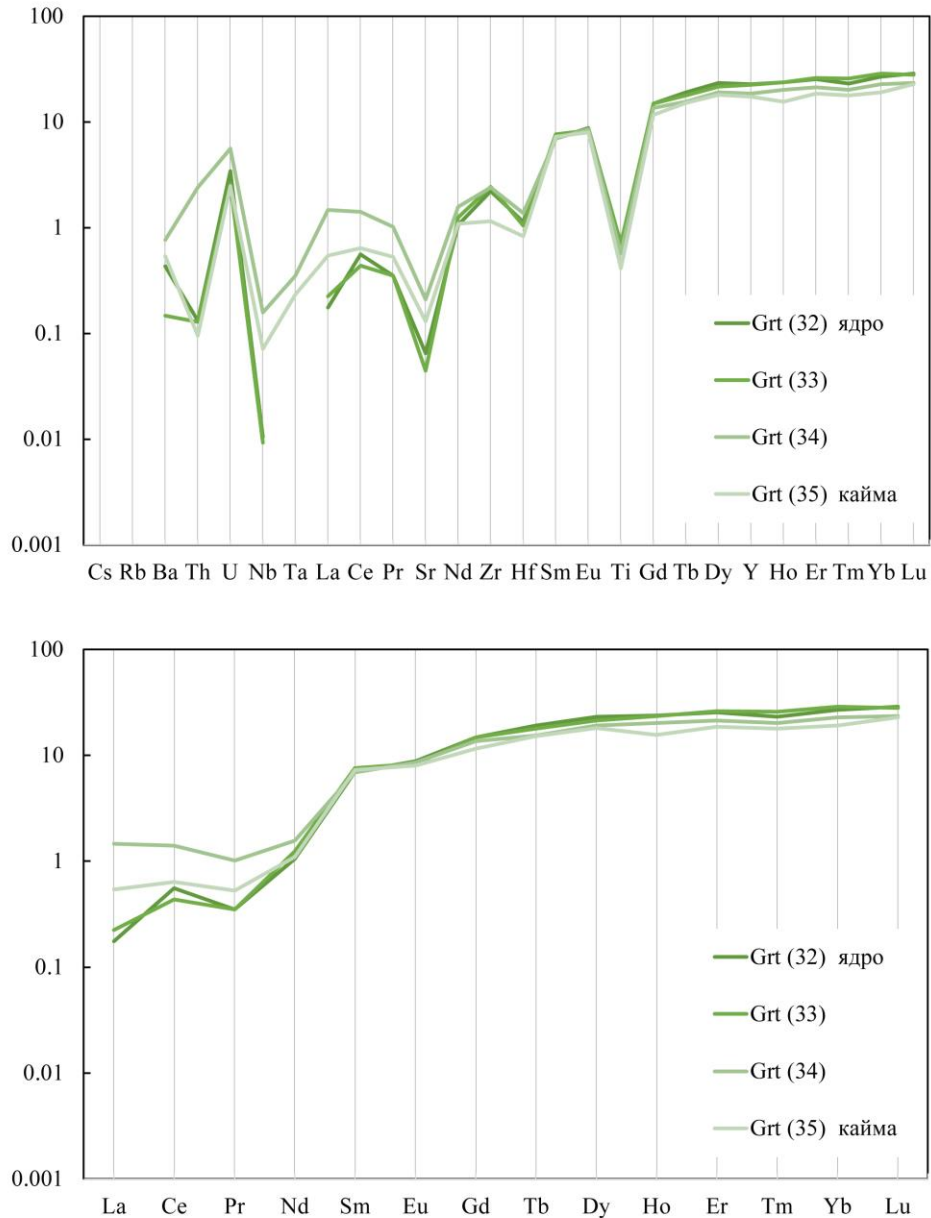


Рис. 4.6. Профили нормированных к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) концентраций редких и рассеянных элементов в гранате из мафического ксенолита UD01-127 трубки Удачная. В легенде в правой нижней части диаграммы показаны номера анализов в профиле (32-35).