

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

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Москва - 2024

Диссертация подготовлена на кафедре петрологии и вулканологии геологического факультета Федерального государственного бюджетного образовательного учреждения высшего образования «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова» и в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки «Институт экспериментальной минералогии им. академика Д.С. Коржинского Российской академии наук».

Научный руководитель

Перчук Алексей Леонидович – доктор геолого-минералогических наук

Официальные оппоненты

Гирнис Андрей Владиславович – доктор геолого-минералогических наук, лаборатория геохимии ФГБУН «Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии» РАН, главный научный сотрудник

Силантьев Сергей Александрович – доктор геолого-минералогических наук, лаборатория геохимии магматических и метаморфических пород ФГБУН «Институт геохимии и аналитической химии им. В.А. Вернадского» РАН, главный научный сотрудник

Корешкова Марина Юрьевна – кандидат геолого-минералогических наук, кафедра петрографии ФГБОУ ВО «Санкт-Петербургский государственный университет», доцент

Защита диссертации состоится «29» ноября 2024 года в 14 часов 30 минут на заседании диссертационного совета МГУ.016.5 Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова по адресу: 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1, Главное здание МГУ, сектор «А», аудитория 415.

E-mail: msu.04.02@mail.ru

С диссертацией можно ознакомиться в отделе диссертаций научной библиотеки МГУ имени М.В. Ломоносова (Ломоносовский просп., д. 27) и на портале: <https://dissovet.msu.ru/dissertation/3156>

Автореферат разослан «28» октября 2024 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета МГУ.016.5
доктор химических наук, профессор



Белоконева Е.Л.

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-трондьемит-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 метабазитами (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 вулканы 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; Török 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.

Р-Т 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). Р-Т 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; Thakurdin и др., 2019b). Обычно ксенолиты не сохраняют записей об их Р-Т 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), Р-Т параметры метаморфизма для них были 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 ($\text{Grt}^1 + \text{Cpx} + \text{Opx} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Bt} + \text{Rt}$) 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

¹ Символы минералов даны согласно [Warr, 2021].

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 ламеллей 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 Р-Т- 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 Р-Т- 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 $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ 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 Р-Т- f_{O_2} 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 Fe^{3+} в клинопироксенах из ксенолитов трубки Удачная показали, что пересчёт электронно-зондовых анализов неэклогитовых клинопироксенов может предсказывать корректные содержания Fe^{3+} , 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 $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe} = 0.22–0.28$, что соответствует 6–10 мол. % эггиринового компонента. Повышенные величины отношения $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ 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 гранулит 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-плагиоклазовые 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 тезисы 16 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, работа 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 Алексею Леонидовичу Перчуку 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. Автор выражает признательность за поддержку и консультации по материалам, представленным в диссертации, А.А. Арискину, 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 исследований методом КР-спектроскопии.

Глава 1. Коровые ксенолиты в кимберлитах: литературный обзор

В этой главе приведён обзор литературных данных о строении и вещественном составе кратонной континентальной коры, обсуждаются основные гипотезы её образования, кратко охарактеризованы породы нижнекоровых ксенолитов Балтийского щита, Капваальского, Северо-Китайского, кратона Слэйв и провинции Сьюпериор. Особое внимание уделено результатам изучения коровых ксенолитов из кимберлитовых трубок Удачная и Зарница, расположенным в пределах Сибирского кратона.

Ксенолиты из трубки Удачная 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., 2009a; 2011; Moyen 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. P-T условия образования ксенолитов оценены как 610-850°C и 0.7-1.3 ГПа (Шацкий и др., 2005; Koreshkova и др., 2011). Для ксенолитов из трубки Удачная Sm-Nd, Lu-Hf и U-Pb изотопными методами получены палеопротерозойские возраста гранулитового метаморфизма (~ 1.9 млрд лет) и неархейские возраста формирования нижней коры Сибирского кратона (3.1 – 2.5 млрд лет).

Ксенолиты из трубки Зарница, напротив, малоизучены. Описано только три образца: гранатовый гранулит (Shatsky и др., 2019), двупироксеновый гранатовый гранулит с рутилом и биотитом и гранатовый гранулит с амфиболом и рутилом (Shatsky и др., 2022a). Близкие к гранулитам по минеральному и химическому составу породы - высоко алюминиевые Ky-Pl-Grt-Cpx гранофельсы из трубки Зарница - были описаны З.В. Специусом (Spetsius, 2004). Температуры и давления образования ксенолитов были оценены с помощью геотермобарометрии и составили 595-880°C и 0.6-1.0 ГПа. U-Pb датирование цирконов из ксенолитов трубки Зарница показали возраста от 3.1 до 1.8 млрд лет, модельные Lu-Hf возраста ксенолитов составили от 4.17 до 2.37 млрд лет (Шацкий и др., 2023; Shatsky и др., 2019; 2022a).

Глава 2. Методы исследования

В главе предоставлены сведения об использованных методах изучения образцов ксенолитов, среди которых следующие: электронно-зондовый анализ, масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (LA-ICP MS), мёссбауэровская спектроскопия, спектроскопия комбинационного рассеяния, минеральная геотермометрия и геобарометрия, моделирование фазовых равновесий в комплексе программ *Perple_X*.

Глава 3. Петрография ксенолитов

3.1. Ксенолиты из трубки Удачная

Из кернохранилища, расположенного около кимберлитовой трубки Удачная, для изучения были отобраны шесть наиболее свежих образцов мафических ксенолитов гранулитов из трубки Удачная размерами от 8 до 15 см. В ксенолитах присутствует малое количество вторичных преобразований, связанных с транспортировкой образцов кимберлитовыми магмами. Гранулиты характеризуются парагенезисом Cpx + Grt + Pl ± Opx ± Amp ± Scp. Скаполит обнаружен только в одном образце (OSYB14). В аксессуарных количествах в породах содержится ильменит с ламелями титано-магнетита, апатит, сульфиды Fe-Cu-Ni. Все изученные образцы характеризуются массивной текстурой и среднезернистой гранобластовой структурой с равномерным распределением минералов по площади шлифа (рис. 1). Исключением является образец Ud79-24, в котором в двупироксен-плагноклазовом матриксе выделяются гранат-содержащие и безгранатовые участки (рис. 1б). В образце OSYB14 скаполит и амфибол находятся в равновесных сростаниях с минералами парагенезиса Cpx-Grt-Pl. Скаполит в образце OSYB14 образует ксеноморфные зёрна размером до 5 мм, равномерно распределённые по поверхности шлифа. Вторичные изменения, связанные с транспортировкой кимберлитами, выражены в виде прожилков, расположенных по границам породообразующих минералов и выполненных флогопитом, карбонатами и серпентином. Эти прожилки часто секут зёрна плагноклаза и, реже, зёрна других метаморфических минералов.

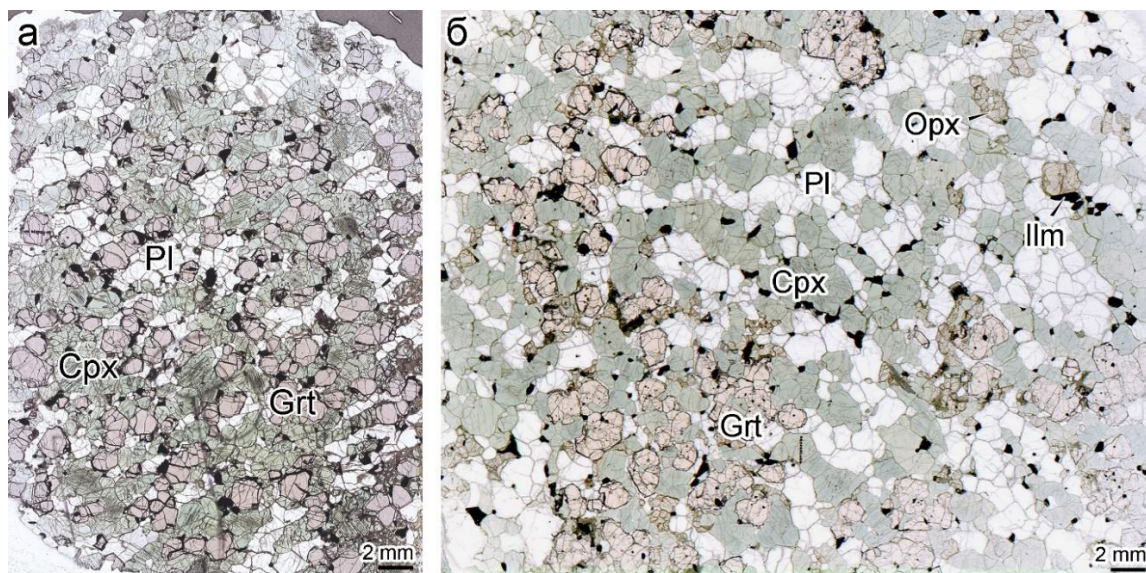


Рис. 1. Скан поверхности шлифов ксенолитов из трубки Удачная в проходящем свете: (а) Ud01-300, (б) Ud79-24.

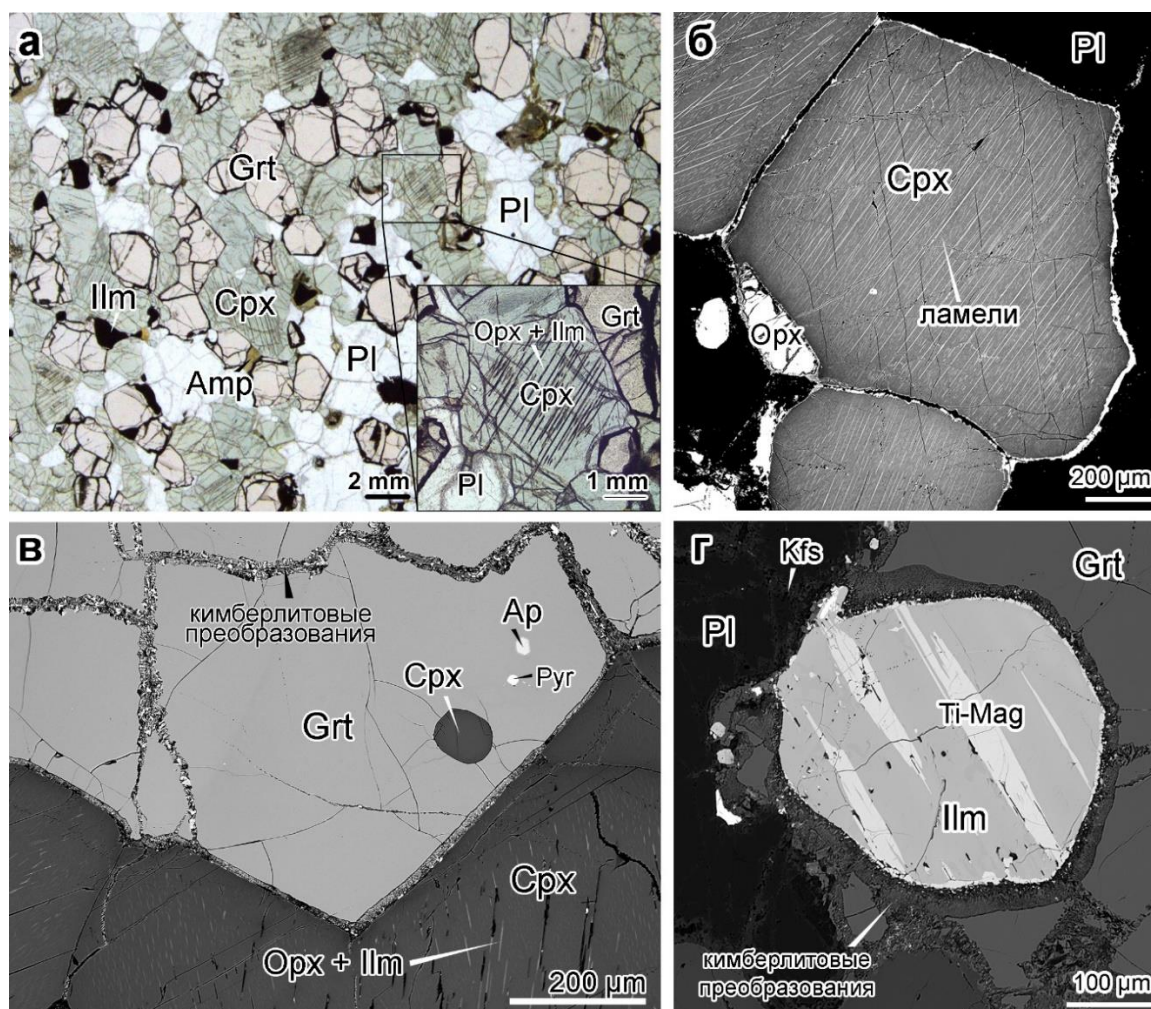


Рис. 2. Структурные соотношения минералов в ксенолитах из трубки Удачная: (а) гранобластовая текстура, образованная метаморфическими минералами Grt-Cpx-Pl (Ud01-300); (б) ламелли низко-Са клинопироксена и ильменита в ядре зерна клинопироксена (Ud79-24); (в) минеральные включения в зерне граната и жилы вторичных изменений, связанных с кимберлитовым расплавом (Ud01-300); (г) зерно ильменита с ламеллями Тi-магнетита (Ud79-24). Фотография (а) в проходящем свете, фотографии (б-г) в обратно-рассеянных электронах.

Клинопироксен образует прозрачные светло-зеленые зёрна размером 1–2 мм с единичными включениями плагиоклаза или ортопироксена (в образцах, содержащих Орх). Включения клинопироксена в основном встречаются в гранате и редко - в ортопироксене. Ядра клинопироксенов часто содержат ламелли, выполненные пироксеном и ильменитом и легко различимые как оптически, так и в обратно-рассеянных электронах (рис. 2а,б). КР-спектроскопия этих ламелл образцов Ud79-24 и Ud01-300 показала, что они содержат моноклинный низко-Са пироксен, что можно интерпретировать как пижонит. Ламелли инвертированного пижонита в ядрах клинопироксена также были найдены в других ксенолитах из трубки Удачная (Шацкий и др., 2005).

Включения клинопироксена в гранате обычно не содержат ламелл распада. Однако в единичных случаях были в ядрах этих включений наблюдались ламелли пироксена без ильменита.

Гранат образует прозрачные розоватые субидiomорфные зёрна размерами до 4 мм, содержащие большое количество включений клинопироксена, рудных минералов и, реже, плагиоклаза и амфибола (рис. 2а,в). Единственный минерал, который не был встречен в виде включений в гранате, - ортопироксен. В образцах также хорошо видны структуры ранних стадий захвата минеральными включениями гранатом.

Плагиоклаз формирует бесцветные прозрачные субидiomорфные кристаллы размерами до 2 мм, равномерно распределённые по поверхности образцов. Плагиоклаз наиболее затронут воздействием вмещающих кимберлитов по сравнению с другими минералами.

Ортопироксен является породообразующим минералом только в одном ксенолите Ud79-24, несколько зёрен были найдены в образце OSYB14. Ортопироксен формирует вытянутые продолговатые кристаллы длиной 0.5-1.0 мм, расположенные преимущественно около зёрен клинопироксена и захватывающие клинопироксен в виде включений.

Амфибол обнаружен в ксенолитах как в качестве породообразующего минерала (образец OSYB14), так и как аксессуарный минерал (все остальные образцы). В основном зёрна амфибола наблюдается в матрице, однако в образцах OSYB14 и Ud79-27 амфибол также содержится в виде включений в гранате.

Скаполит встречен в качестве аксессуарного минерала только в ксенолите OSYB14.

Апатит в изученных ксенолитах представлен в основном идиоморфными и субидiomорфными включениями в гранате, реже, в других минералах (например, в образцах Ud01-127, Ud79-27 и Ud79-24). В матрице зёрна апатита были найдены только в образце Ud01-300.

Ильменит, содержащий ламелли Ti-магнетита (рис. 2г), встречается в ксенолитах как в матрице породы, так и в виде включений в гранате.

3.2. Ксенолит из трубки Зарница

Гранулит Зар19-3 обладает гнейсовидной текстурой, обусловленной ориентировкой удлинённых кристаллов клинопироксена и плагиоклаза (рис. 3а) и слабо выраженной полосчатостью, создаваемой 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. %).

Гранат в породе формирует крупные бесцветные изометричные зёрна размером от 1 до 3 мм, содержащие одиночные включения кварца и клинопироксена. Клинопироксен в матрице гранулита образует бесцветные удлинённые и изометричные зёрна размерами от 0.2 до 1 мм. Плагиоклаз представлен бесцветными как удлинёнными, так и изометричными зёрнами размерами от 0.2 до 1 мм. Ортопироксен в породе встречается только в Орх-Pl симплектитах, образующихся по гранату, наиболее крупные зёрна наблюдаются в центральных частях симплектитовых жил в гранате на границе с анортитом по краям анортитовых жил внутри граната. Кианит образует игольчатые кристаллы шириной 10-15 мкм и длиной от 10 до 300 мкм в сростаниях клинопироксеном в Сrx-Ку симплектиста. Калиевый полевой шпат и Орх-Pl симплектиты по гранату замещают кристаллы кианита. Кулькеит образует мелкокристаллические (зёрна менее 10 мкм) агрегаты, развивающиеся по жилам в матрице 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. Кулькеит и тальк замещаются калиевым полевым шпатом.

Кварц наблюдается только в виде включений в гранате. Зёрна клинопироксена в шлифе бесцветные, что отличает гранулит Зар19-3 от большинства мафических ксенолитов (Koreshkova и др., 2011; Mansur и др., 2014a; Perchuk и др., 2021a; Shatsky и др., 2019; Thakurдин 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 срастаниями игольчатых, реже червеобразных, зёрен кианита и клинопироксена. Симплектиты образуют жилы, проходящие через зёрна плагиоклаза, клинопироксена или вдоль границ этих минералов с гранатом (рис. 3б). 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. 3б,в). 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 симплектитам, 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. Все гранаты в изученном образце окружены каймами Орх-Pl симплектитов переменной мощности.

В Срх-Ку симплектитам иногда обнаруживаются реликтовые зёрна граната, не замещённые по каймам Орх-Pl симплектитам. Орх-Pl симплектиты также замещают кианит из Срх-Ку симплектитов. Описанные структурные соотношения показывают, что Срх-Ку симплектиты были сформированы раньше, чем Орх-Pl симплектиты.

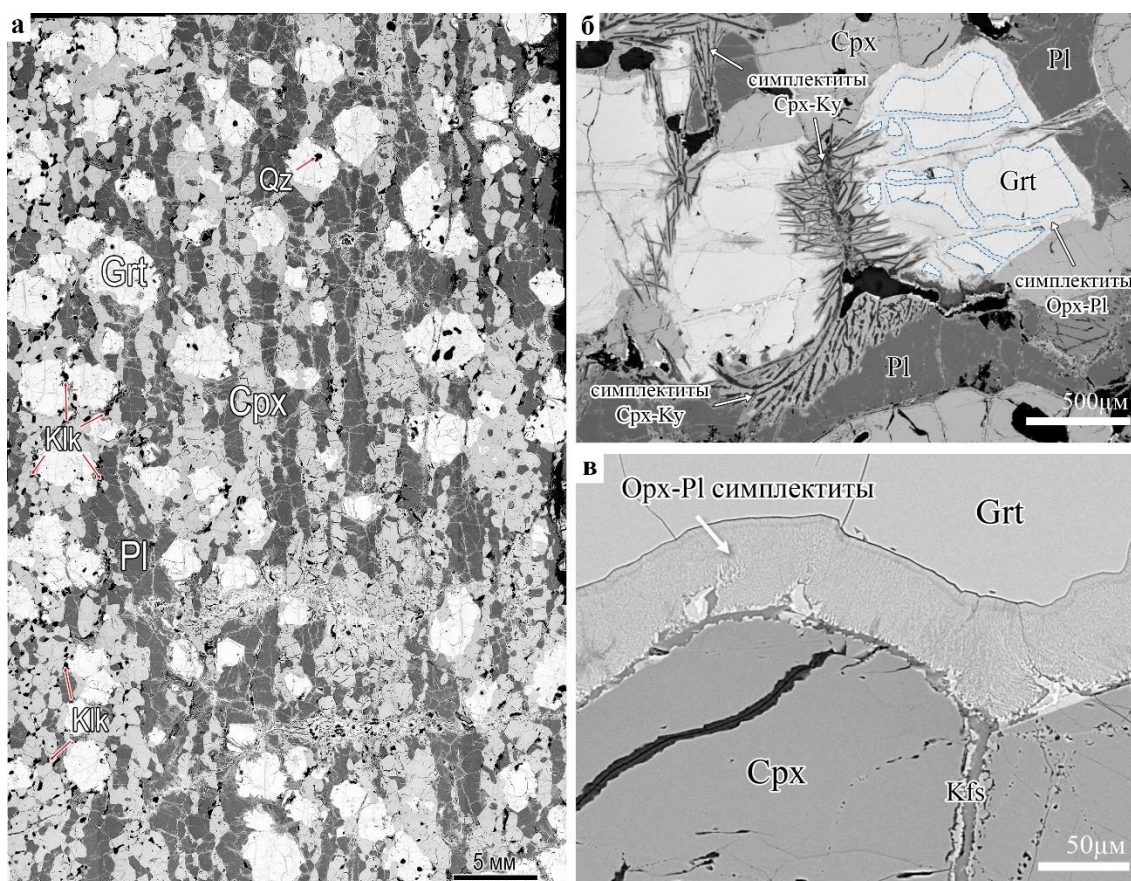


Рис. 3. Фотографии в обратно-рассеянных электронах ксенолита Зар19-3 из кимберлитовой грубки Зарница: (а) панорама шлифа; (б) Срх-Ку симплектиты между двух зёрен граната и на границе гранат-плагиоклаз, Орх-Pl симплектиты вокруг и внутри зерна граната (границы обозначены голубым пунктиром); (в) Орх-Pl симплектиты в кайме граната на границе с клинопироксеном, жилы Kfs по границам клинопироксена и граната.

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

Глава 4. Состав минералов

4.1. Ксенолиты из трубки Удачная

Клинопироксен демонстрирует широкий разброс составов от диопсида до авгита с относительно высоким содержанием эгирина ($X_{\text{Aeg}} = 0.07 - 0.15$), но с малым содержанием жадеита ($X_{\text{Jd}} = 0.00 - 0.03$). Матричный клинопироксен демонстрирует отчётливую химическую зональность. Ядра, содержащие ламелли распада, химически гомогенны, в то время как в каймах шириной 100-200 μm наблюдается увеличение содержания MgO и снижение – FeO, Fe_2O_3 , TiO_2 и Al_2O_3 по мере приближения к краю зерна. Характер зональности концентрический с редким локальным увеличением концентрации MgO на границе с гранатом. Признаки воздействия вмещающих кимберлитовых расплавов на зёрна клинопироксена не были обнаружены.

Характер зональности матричного клинопироксена и включений в гранате очень похож, однако в целом их состав различаются и перекрываются лишь частично. В целом клинопироксен из включений в гранате содержит меньше Al_2O_3 и характеризуется более высокими X_{Mg} по сравнению с клинопироксеном матрикса. Во всех включениях клинопироксена в гранате концентрация TiO_2 снижается к каймам и соответствует содержанию в каймах матричного клинопироксена. В целом состав включений клинопироксена в гранате близок к составу кайм матричного клинопироксена и кардинально отличаются от составов ядер.

В клинопироксенах из трёх образцов ксенолитов (Ud01-300, Ud79-27 и Ud01-127) содержание Fe^{3+} было измерено с помощью мёссбауэровской спектроскопии. Полученные мёссбауэровские спектры порошковых проб клинопироксена с небольшими примесями граната и ильменита показаны на рис. 4, а их параметры приведены в Таблице 1.

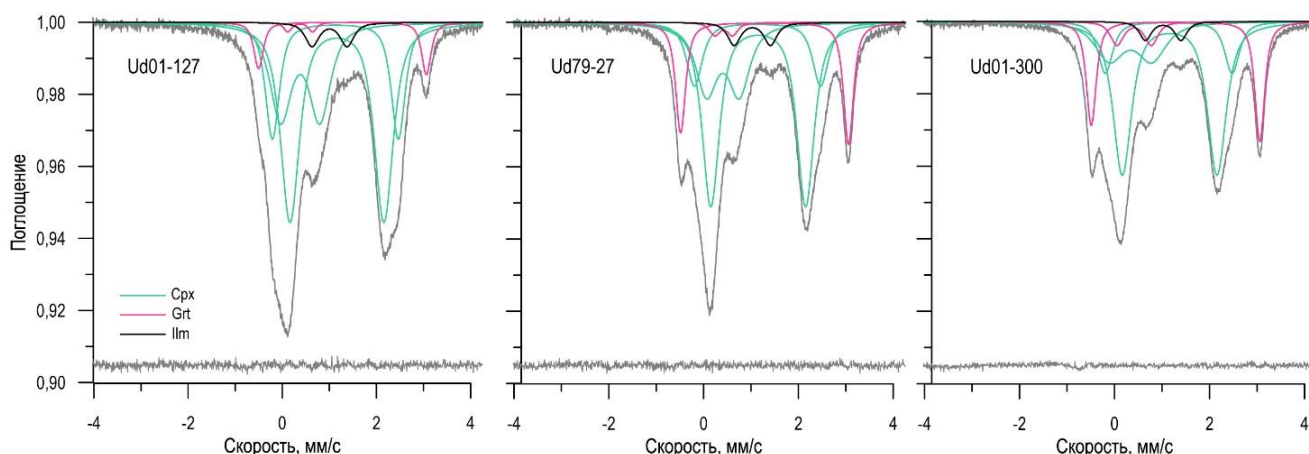


Рис. 4. Мёссбауэровские спектры клинопироксенов из ксенолитов мафических гранулитов тр. Удачная, Якутия с примесями граната и ильменита.

На спектрах (рис. 4) выделяются два дублета со значениями изомерных сдвигов 1.15–1.17 и 1.13–1.14 мм/с, указывающие на Fe^{2+} в позициях М2 и М1 структуры клинопироксена, соответственно. Дублет с изомерным сдвигом 0.38–0.40 мм/с относится к положению Fe^{3+} в октаэдрической позиции структуры клинопироксена (рис. 4). Fe^{2+} 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 Fe^{3+} в октаэдре выражен дублетом с изомерным сдвигом 0.38–0.42 мм/с. Двухвалентному железу в октаэдрической позиции структуры ильменита соответствует дублет с IS = 1.00–1.02 мм/с.

Таблица 1. Параметры компонент мёссбауэровских 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	$^{[VI]}\text{Fe}^{2+}$ (M2)	1.17	1.98	0.46	45.5
		$^{[VI]}\text{Fe}^{2+}$ (M1)	1.14	2.66	0.36	12.3
		$^{[VI]}\text{Fe}^{3+}$ (окт.)	0.39	0.83	0.50	16.8
	Grt	$^{[VIII]}\text{Fe}^{2+}$	1.29	3.54	0.28	19.5
		$^{[VI]}\text{Fe}^{3+}$	0.39	0.62	0.21	1.5
	Ilm	$^{[VI]}\text{Fe}^{2+}$	1.00	0.77	0.35	4.6
Ud01-127	Cpx	$^{[VI]}\text{Fe}^{2+}$ (M2)	1.16	1.99	0.48	45.0
		$^{[VI]}\text{Fe}^{2+}$ (M1)	1.13	2.68	0.36	19.8
		$^{[VI]}\text{Fe}^{3+}$ (окт.)	0.38	0.83	0.54	24.7
	Grt	$^{[VIII]}\text{Fe}^{2+}$	1.28	3.56	0.24	5.7
		$^{[VI]}\text{Fe}^{3+}$	0.38	0.53	0.20	0.9
	Ilm	$^{[VI]}\text{Fe}^{2+}$	1.00	0.74	0.34	3.9
Ud79-27	Cpx	$^{[VI]}\text{Fe}^{2+}$ (M2)	1.15	2.00	0.44	43.7
		$^{[VI]}\text{Fe}^{2+}$ (M1)	1.14	2.66	0.40	13.9
		$^{[VI]}\text{Fe}^{3+}$ (окт.)	0.40	0.69	0.54	20.4
	Grt	$^{[VIII]}\text{Fe}^{2+}$	1.29	3.54	0.27	16.1
		$^{[VI]}\text{Fe}^{3+}$	0.42	0.38	0.27	1.9
	Ilm	$^{[VI]}\text{Fe}^{2+}$	1.02	0.77	0.32	4.0

IS: изомерный сдвиг относительно $\alpha\text{-Fe}$; QS: квадрупольное расщепление; FWHM: полная ширина на полувысоте; S: относительная площадь

Измеренные соотношения $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ в клинопироксене составили 0.22 – 0.28, что соответствует содержанию эгирина 6-10 мол. %.

Химический состав граната варьирует от образца к образцу в пределах ряда альмандин-пироп-гроссуляр с малым содержанием Fe^{3+} . Во всех образцах гранат демонстрирует слабую концентрическую ростовую зональность с небольшим ростом X_{Ca} и снижением X_{Mg} и TiO_2 в каймах шириной 100-300 μm . Химические составы кайм граната слегка варьируют. Ядра граната содержат обнаруживаемое количество Sc_2O_3 (до 0.02 вес.%), Cr_2O_3 (до 0.15 вес.%) и P_2O_5 (до 0.04 вес. %). Концентрация этих компонентов снижается от ядра к кайме. Изменения состава граната в связи с воздействием кимберлитовых магм не было выявлено.

Состав плагиоклаза изменяется от ксенолита к ксенолиту в пределах X_{An} от 0.25 до 0.48 с содержанием ортоклаза менее 3 вес. %. Ядра плагиоклаза химически гомогенны, а в каймах наблюдается небольшое снижение анортитового минала на 4-8 мол.%.

Ортопироксен демонстрирует разные составы в зависимости от образца: в ксенолите Ud79-24 ортопироксен характеризуется $X_{\text{Mg}} = 0.60\text{-}0.68$ и содержанием Al в ф.е. 0.05-0.15, в образце OSYB14 – $X_{\text{Mg}} = 0.70\text{-}0.73$ и содержанием Al в ф.е. 0.10-0.18.

Амфибол относится к паргаситу согласно классификации (Leake et al., 1997). Химический состав амфибола в образцах заметно варьирует по X_{Mg} от 0.52 до 0.57 (образец OSYB9) до 0.68-0.76 (образцы OSYB14 и Ud79-27), однако близок по содержанию TiO_2 от 1.5-2.5 вес.%. В ксенолите OSYB14 амфибол содержит до 3.5 вес. % TiO_2 . Матричные амфиболы в целом характеризуются более высоким отношением $X_K = K/(K+Na)$ чем амфиболы из включений в гранате. Самое низкое отношение X_K было зафиксировано в маленьком включении амфибола в гранате в ксенолите Ud01-127. Все амфиболы содержат выявляемые количества различных летучих компонентов. Они

обогащены Cl (от 0.07 до 0.13 вес.% в образце OSYB14 и до 1.2 вес.% в OSYB9 и UD01-127). Амфибол из ксенолита OSYB14 также демонстрирует положительную корреляцию между содержанием Cl и X_K . Cl-содержащий амфибол из ксенолитов Ud01-127 и Ud79-27 содержит до 1.5 вес. % F, концентрация которого обратно пропорциональна содержанию Cl. Амфибол также содержит SO_3 (до 0.11 вес.% в образце OSYB9).

Скаполит характеризуется отношением $Ca/(Ca+Na)$ от 0.68 до 0.71, содержанием SO_3 2.3-4.6 вес.% и Cl от 0.07 до 0.30 вес.%. Содержание CO_2 было оценено по дефициту суммы оксидов и составило 2.8-4.0 вес.%.

Апатит обогащён F, его содержание составляет 2-4 вес.%. Содержание хлора в апатите 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. Апатит также содержит SO_3 , концентрация которого < 0.1 вес.% (Ud79-27) до 0.35-0.47 вес.% (Ud01-127). Содержание SO_3 в апатите возрастает вместе с содержанием Cl, что обычно наблюдается для магматического апатита (например, Smith et al., 2012).

Ильменит содержит до 10-15 мол. % гематитового компонента, в то время как содержание ульвошпинели сильно варьирует от 12 до 50 мол. %. 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. Однако на контакте с вторичными жилами, сформированными при воздействии кимберлита, в ильмените наблюдаются тонкие каймы новообразованного Ti-магнетита.

4.2. Ксенолит из трубки Зарница

Гранат демонстрирует химическую зональность по содержанию 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. Состав реликтов граната из Сrx-Ку симплектитов демонстрирует повышенные по сравнению с матричными гранатами $X_{Ca} = 0.32-0.38$ и сниженные $X_{Mg} = 0.59-0.63$.

Клинопироксен представлен диопсидом с параметрами состава: $X_{Mg} = 0.89 - 0.94$, $Al = 0.40 - 0.48$ ф.е., $X_{Jd} = 0.12-0.15$. Присутствие Fe^{3+} в клинопироксенах не выявлено, как и зональность. Наименее магнезиальные клинопироксены ($X_{Mg} = 0.89-0.90$) расположены в участках породы, лишённых зёрен граната. Клинопироксены, встречающиеся в Сrx-Ку симплектитах, имеют более магнезиальный состав с $X_{Mg} = 0.91-0.95$ и пониженное содержание алюминия 0.28-0.35 ф.е. по сравнению с матричными клинопироксенами.

Плаггиолаз содержит 40-45 мол.% анортита и 2-3 мол.% калиевого полевого шпата. Содержание анортитового компонента в плаггиоклазе снижается на границе с Сrx-Ку симплектитами до 40-41 мол.%. В центральных частях Орх-Pl симплектитовых жил в гранате плаггиолаз представлен анортитом состава $X_{An} = 0.96-0.98$.

Ортопироксен характеризуется $X_{Mg} = 0.71-0.73$ и содержанием Al_2O_3 9.9 – 11.6 мас. %.

Шпинель встречается только в виде мелких кристаллов в Орх-Pl симплектитах по гранату. Шпинель характеризуется $X_{Mg} = 0.57 - 0.60$ и практически не содержит хрома (0.26-0.32 мас.%). Содержание Fe^{3+} в шпинелях составляет 0.06-0.18 ф.е.

Глава 5. Термодинамические условия метаморфизма

5.1. Ксенолиты из трубки Удачная

Восстановление P-T-fO₂ условий метаморфизма изученных ксенолитов из трубки Удачная проводилось с помощью программного комплекса PERPLE_X (версия 6.8.3, обновлённая 18 июня 2019 года) в системе K₂O–Na₂O–CaO–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–TiO₂–O₂ (KNCFMASSTO). Для моделирования использовались следующие модели твёрдых растворов: Gt(HP) для граната (Holland, Powell, 1998), Сrx(HP) и Орх(HP) для клино- и ортопироксена (Holland, Powell, 1998), feldspar для плаггиоклаза (Fuhrman, Lindsley, 1988), cAmph(G) для амфибола (Green и др., 2016) и Melt(JH) для расплава.

Из-за наличия в образцах вторичных изменений, связанных с воздействием кимберлитовых расплавов, для построения фазовых диаграмм вместо валовых химических анализов брались рассчитанные эффективные составы для каждого ксенолита. Процентные соотношения минералов

в шлифе были оценены по площадным процентам, полученным с помощью программы Corel PHOTO-PAINT по панораме шлифа в отражённых электронах. Далее эффективный состав высчитывался с использованием массовых процентов (с учётом плотности) и репрезентативного химического состава каждого минерала. Для зональных минералов была введена интегральная поправка для учёта изменения состава минерала от ядра к кайме.

Первоначально Р-Т фазовые диаграммы рассчитывались с учётом составов всего объёма зёрен клинопироксена. Однако эти диаграммы показали невозможность воспроизведения равновесных составов породообразующих минералов гранулитов. Мы предположили, что проблема заключается в добавлении магматических ядер клинопироксена в эффективный состав породы, и поэтому ядра клинопироксена, содержащие ламели и составляющие около 85-90 об. % от всего зерна, были исключены из расчётов для всех образцов.

Флюидные компоненты H_2O и CO_2 добавлялись в расчёт эффективного состава только для образца OSYB14, содержащего амфибол и скаполит в породообразующих количествах.

Для определения Р-Т- f_{O_2} условий формирования мафических ксенолитов были построены Т- f_{O_2} фазовые диаграммы при разных давлениях. Р-Т фазовые диаграммы рассчитывались с тем количеством O_2 в валовом составе системы, которое было получено на основании значений f_{O_2} для диаграмм Т- f_{O_2} . Если обнаруживалось расхождение в полученных параметрах, проводилось несколько итераций повторного построения Т- f_{O_2} и Р-Т диаграмм с уточнёнными параметрами. Значения Т, Р 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 Т- f_{O_2} и Р-Т были построены для всех изученных образцов ксенолитов (пример Т- f_{O_2} и Р-Т фазовых диаграмм для образца Ud01-300 приведён на рис. 5). По пересечению изоплет параметров состава минералов были получены следующие Р-Т- f_{O_2} параметры: 620-600 °С, 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 (Таблица 2). Полученные значения попадают в область наиболее низкой температуры и наиболее высокого давления из массива оценок, полученных ранее для мафических ксенолитов средне-нижнекоровых гранулитов из кимберлитовой трубки Удачная (Шацкий и др., 2005; Koreshkova et al., 2011) (рис. 6).

Таблица 2. Восстановленные Р-Т- f_{O_2} условия метаморфизма для образцов мафических гранулитов из тр. Удачная.

Образец	Р, ГПа	Т, °С	$lg(f_{O_2})$	$lg(QFM)$	$\Delta log(f_{O_2}-QFM)$	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

Р-Т параметры также были определены с использованием гранат-клинопироксенового (Ellis, Green, 1979; Ai, 1994; Ravna, 2000) и гранат-ортопироксенового (Harley, 1984) геотермометров и гранат-плагиоклаз-клинопироксен-кварцевого геобарометра (Newton, Perkins, 1982). Полученные температуры составляют 540-700°С, что коррелируют с температурами, рассчитанными при моделировании фазовых равновесий (600-620°С, Таблица 2). Оцененное давление составило 0.6 ГПа, что является значительно более низким значением, чем те, что были получены по результатам моделирования фазовых равновесий или в предыдущих работах.

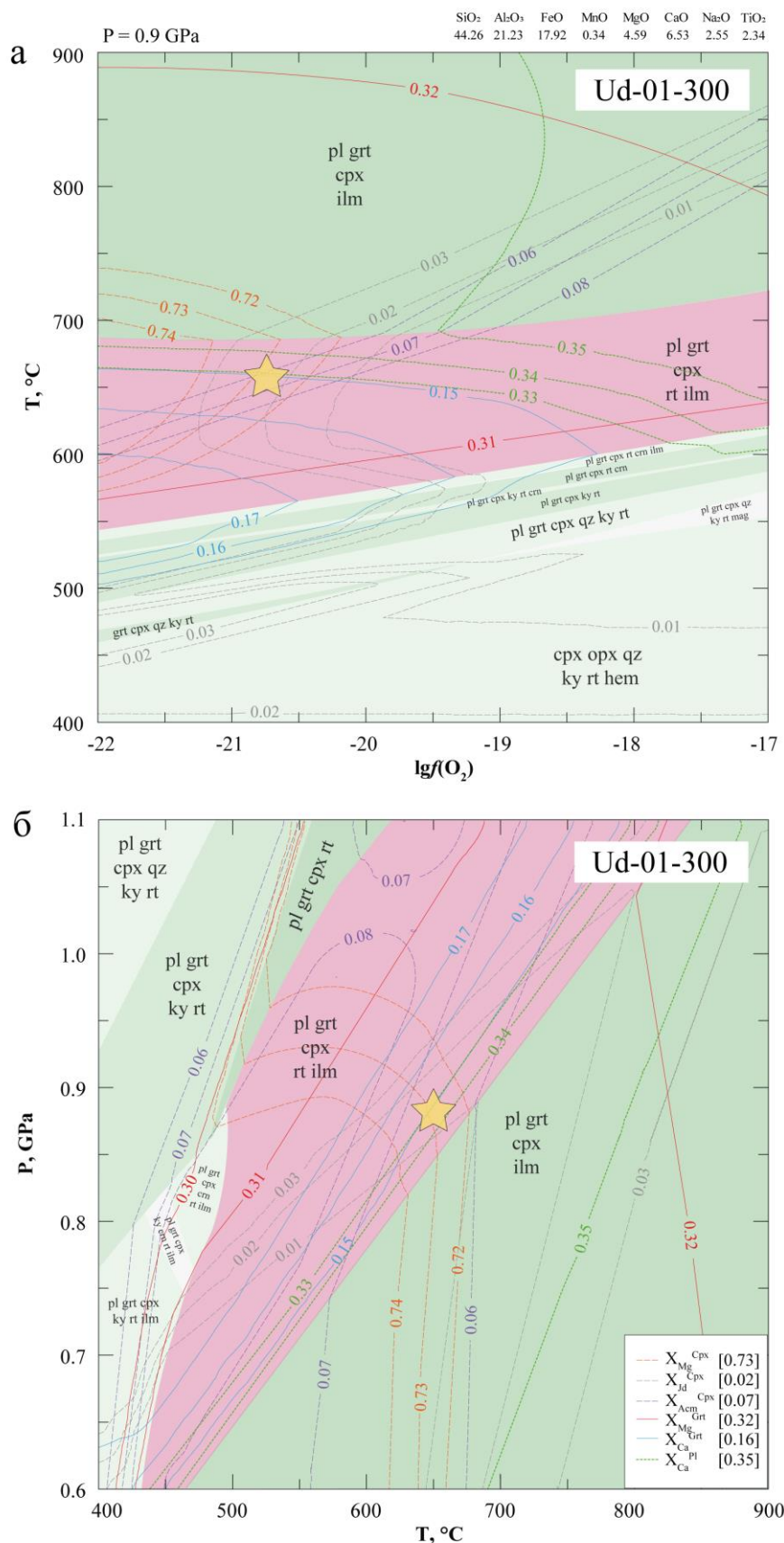


Рис. 5 Результаты моделирования фазовых равновесий для эффективного состава образца Ud01-300. *а*) T- $\lg(f_{O_2})$ фазовая диаграмма; *б*) P-T фазовая диаграмма для содержания $O_2 = 0.014$ вес.%. Эффективный состав (в мас. %) показан над диаграммами. Звёздочками показаны восстановленные T- f_{O_2} и P-T условия. В правом нижнем углу представлена цветная легенда для изоплет химических составов минералов, в квадратных скобках даны их реперные составы.

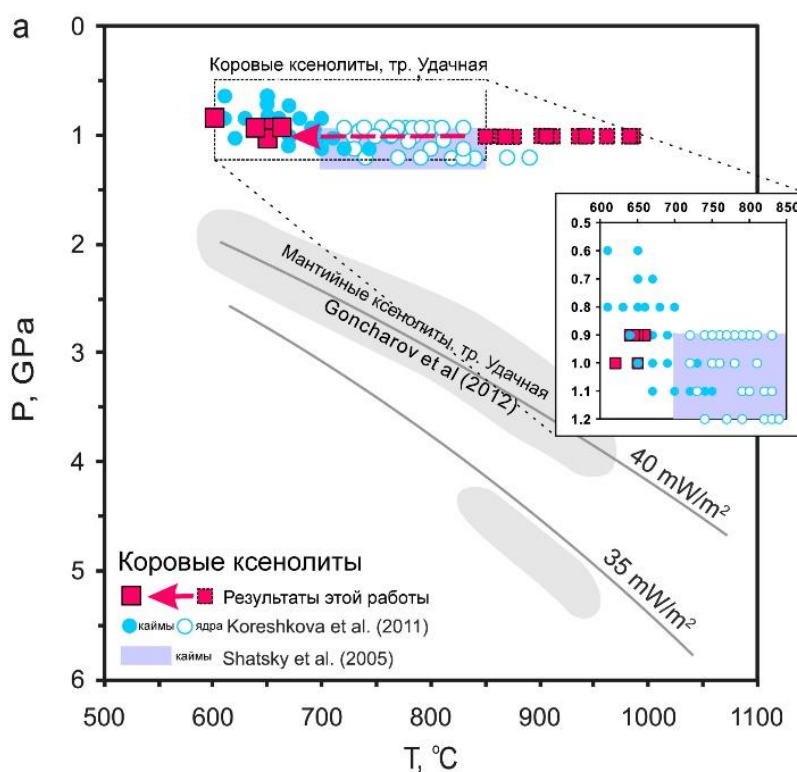


Рис. 6. Термодинамические параметры тектоно-термальных событий, полученные по ксенолитам гранулитов из кимберлитовой трубки Удачная. P-T условия и возможный P-T тренд метаморфизма, полученный с использованием результатов моделирования фазовых равновесий и ильменит-магнетитовой окситермометрии (розовые квадраты) в сравнении с P-T параметрами 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).

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 – $\Delta \log(f_{O_2}\text{-QFM}) \pm 0.5$ (рис. 6). Эти значения отличаются от тех, что получены при моделировании составов породообразующих силикатных минералов и, вероятно, отображают условия ранней эволюции изученных ксенолитов.

5.2. Ксенолит из трубки Зарница

Для определения P-T условий образования основного парагенезиса и регрессивных симплектитов из ксенолита Зар19-3 моделирование фазовых равновесий осуществлялось в программном комплексе PERPLE_X [Connolly, 2005] (версия 6.9.1 от 2 декабря 2022 года) в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ (NCFMAS). При выполнении расчётов применялись следующие модели твёрдых растворов: Cpx(HP) для клинопироксена (Holland, Powell, 1998), Opx(TH) для ортопироксена, Gt(TH) для граната, Sp(TH) для шпинели (Tomlinson, Holland, 2021) и feldspar для плагиоклаза (Fuhrman, Lindsley, 1988).

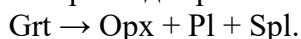
Фазовые P-T диаграммы были смоделированы для эффективного состава гранулита, рассчитанного для участка шлифа, не затронутого вторичными преобразованиями. Площадные соотношения минералов были оценены по панораме части шлифа в обратно-рассеянных электронах по количеству пикселей соответствующего оттенка серого в программе Corel Photo-Paint. Эффективный состав рассчитан с использованием массовых процентов, учитывающих плотность минералов и их химические составы.

Условия формирования гранулита восстанавливались по пересечению изоплет химических составов минералов в фазовом поле, парагенезис которого соответствует природному – Cpx+Grt+Pl. В качестве реперных параметров состава минералов были использованы $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ 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 $Srx-Grt-Pl-Cor$ (расчётное содержание корунда ничтожно мало, <1 об. %) в диапазоне давлений 1.2-1.3 ГПа и температур 700-750°C.

В изученном ксенолите Зар19-3 $Srx-Ky$ и $Orx-Pl$ симплектиты образуются по разным минералам на отдельных этапах эволюции гранулита, их рост связан с разными минеральными реакциями и, возможно, флюидами.

Orx-Pl симплектиты. Составы плагиоклаза, ортопироксена и шпинели из $Orx-Pl$ симплектитов образуют парагенетический треугольник на треугольной диаграмме ACF. Составы ядер граната прилегают к $Orx-Pl$ стороне этого треугольника, что указывает на незначительное содержание шпинели в этом парагенезисе. Это также свидетельствует о том, что $Orx-Pl$ симплектиты могли образоваться в результате распада граната по реакции:



Измеренные площадные составы $Orx-Pl$ симплектитов показывают зональность как на границе граната с другими минералами, так и внутри самого граната. В частности, $Orx-Pl$ симплектиты содержат больше CaO и меньше MgO по мере удаления от границы с гранатом на контакте с клинопироксеном и особенно с плагиоклазом. Наблюдаемая зональность в симплектитах даёт основание предположить, что их образование происходило под воздействием внешнего флюида, который способствовал привносу CaO и выносу MgO .

Для определения Р-Т условий формирования $Orx-Pl$ симплектитов с применением метода моделирования фазовых равновесий мы применили подход, предложенный ранее для метаультрамафитов Максютковского комплекса (Perchuk и др., 2024). Следуя этому подходу, для состава системы был выбран химический состав граната, наиболее близкий к составам симплектитовых жил. Наблюдаемая в симплектитах зональность 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 . Маркерными составами минералов мы выбрали 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). Пример рассчитанных диаграмм при давлении 0.6 ГПа приведён на рис. 7.

Из результатов моделирования следует, что парагенезис $Orx-Pl-Spl$ остаётся стабильным при всех рассмотренных температурах и давлениях, за исключением условий при 700°C и 1.2 ГПа. Установление Р-Т условий и активностей CaO и MgO роста $Orx-Pl$ симплектитов производилось по пересечению изоплет для $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe)$ для Orx и Spl и $X_{Ca} = Ca/(Ca + Na)$ для Pl . Искомые составы всех минералов предсказываются только при температуре 900 °C и давлении 0.6 ГПа. При этих Р-Т условиях логарифмы активностей составили $lg a_{CaO} = -5.2$, $lg a_{MgO} = -1.6$ (рис. 7), а значения химических потенциалов - $\mu_{CaO} = -778$ кДж/моль, $\mu_{MgO} = -654$ кДж/моль.

Для оценки Р-Т условий образования симплектитов изохимичным составу граната была построена Р-Т фазовая диаграмма для выбранного ранее состава граната. Наиболее близким к искомому оказалось фазовое поле $Orx-Pl-Spl-Srx$, содержащее не более 15 об.% клинопироксена и не более 13 об.% шпинели. Клинопироксен не наблюдается в $Orx-Pl$ симплектитах, однако мы не можем с уверенностью отрицать его наличие. При рассчитанных ранее Р-Т 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 Р-Т 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 $Orx-Pl$ симплектитовых жил в гранате.

На Р-Т диаграмме на рис. 8 нанесены все точки Р-Т условий, для которых было выполнено моделирование в *Perple_X* с координатами активностей CaO и MgO , а также границы поля для парагенезиса $Orx-Pl-Spl-Srx$. Из рис. 8 понятно, что полученные ранее в ходе моделирования значения Р-Т параметров 900°C и 0.6 ГПа (рис. 8) находятся внутри границ этого поля. Таким образом, мы интерпретируем условия 900°C и 0.6 ГПа как условия образования $Orx-Pl$ симплектитов со шпинелью.

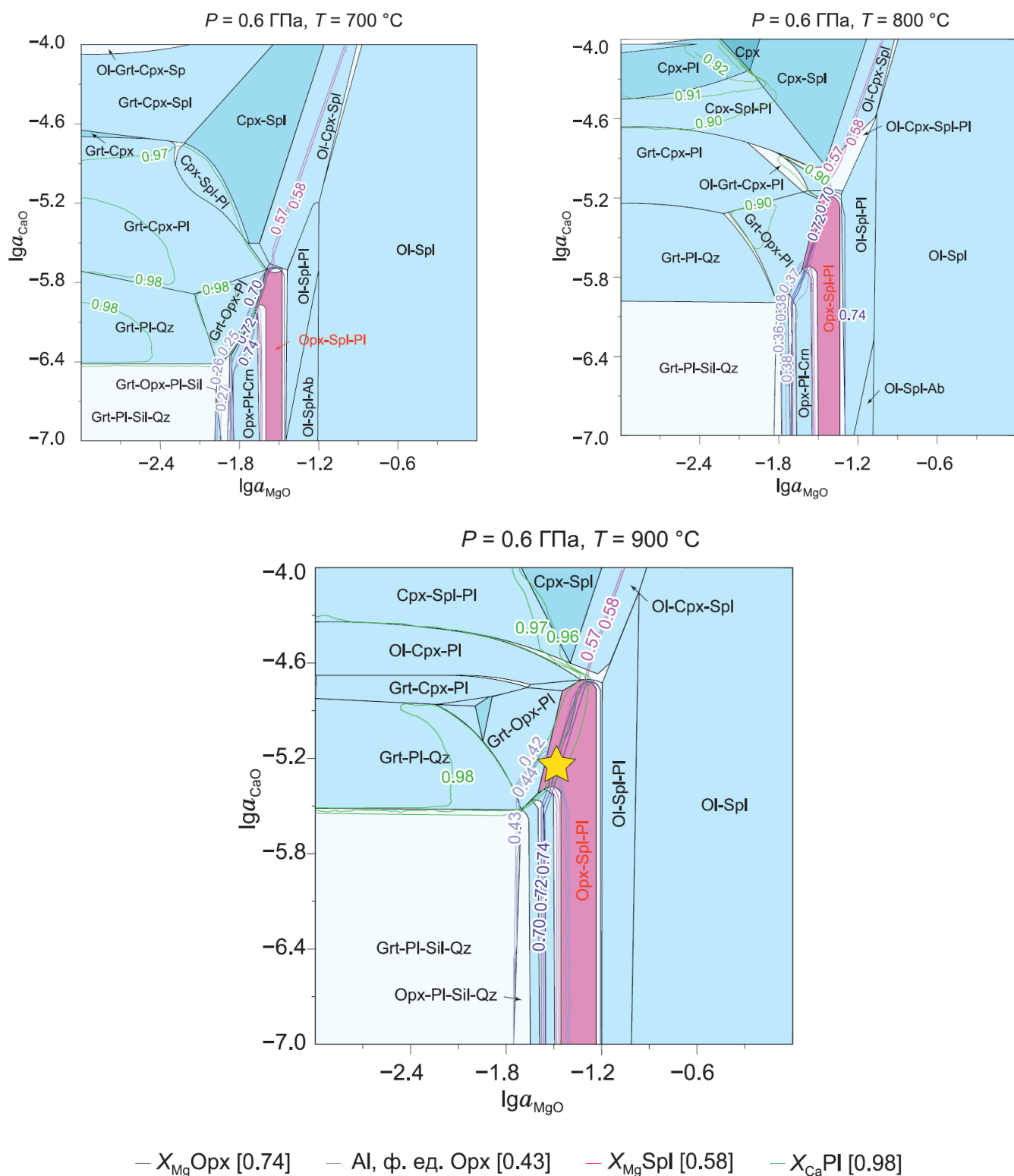


Рис. 7. Фазовые диаграммы в координатах $a_{\text{CaO}} - a_{\text{MgO}}$ для валового состава Оpx-Pl симплектитов (келифитов), рассчитанные с помощью Perple_X при давлении 0.6 ГПа и температуре 700, 800 и 900 °C. Сплошными линиями разных цветов указаны изоплеты химических составов породообразующих минералов, легенда дана под диаграммами. Звёздочкой обозначены $a_{\text{CaO}} - a_{\text{MgO}}$ условия пересечения изоплет составов минералов, соответствующих природным. Розовым цветом выделено поле искомого парагенезиса.

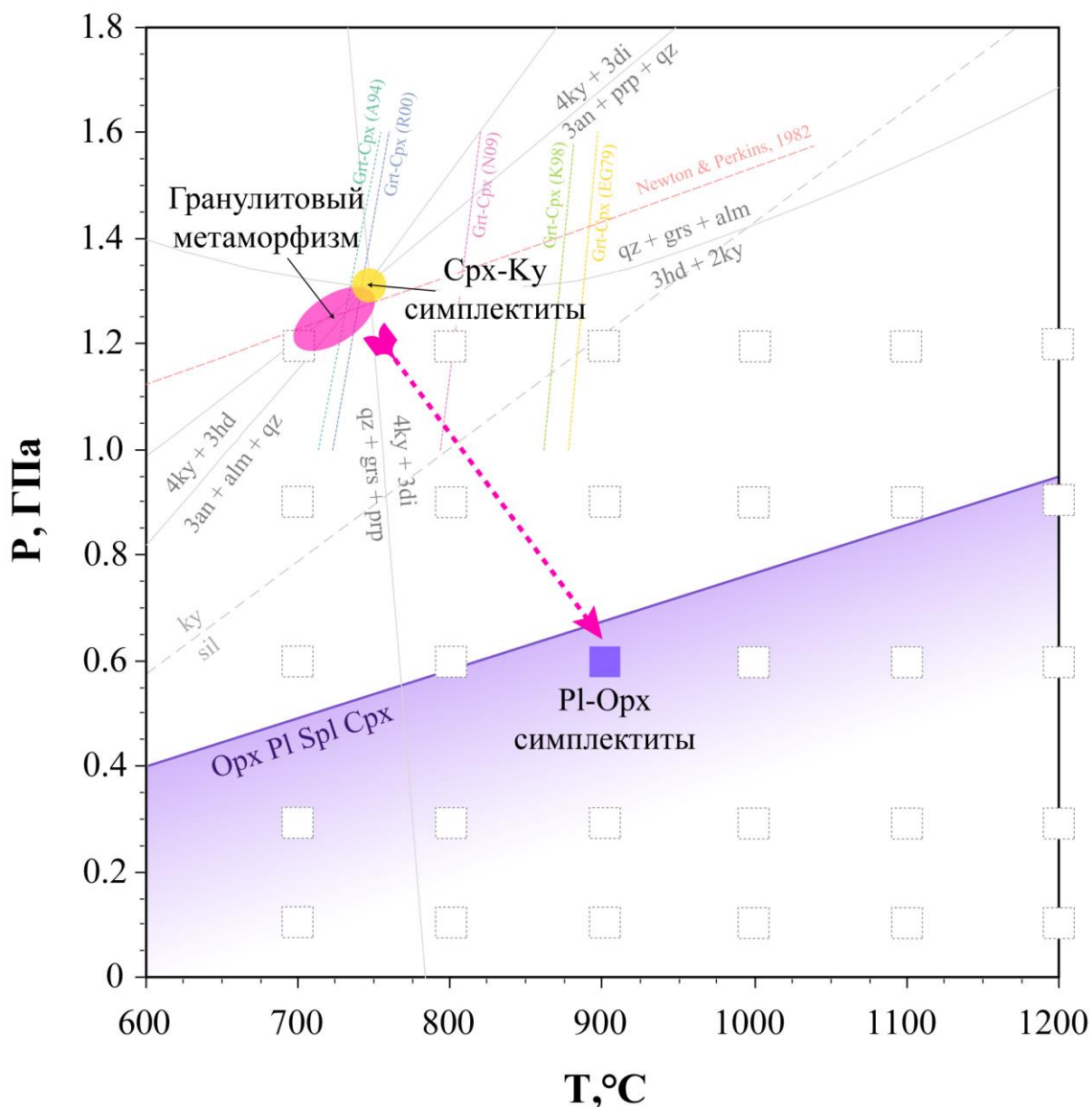


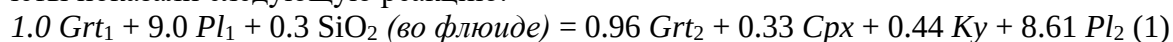
Рис. 8. P-T условия образования гранулита и двух типов симплектитов. Линии Grt-Cpx геотермометра для различных калибровок [A94 - Ai, 1994 (и далее также); EG79 - Ellis and Green, 1979; K88 - Krogh, 1988; N09 - Nakamura, 2009; R00 - Ravna, 2000] нанесены точечными линиями разных цветов. Пунктиром указана линия геобарометра Cpx-Pl-Grt-Q [Newton and Perkins, 1982] (кварц в матриксе породы отсутствует). Малиновым овалом показаны P-T условия образования гранулита, полученные при моделировании в Perple_X. Жёлтый кружок показывает P-T условия образования Срх-Ку симплектитов, полученные с помощью TWQ. Фиолетовым цветом показано поле стабильности парагенезиса Орх-Pl-Spl-Cpx, полученное при моделировании изохимического распада граната в Perple_X. Пустые квадраты показывают P-T условия, где рассчитывались фазовые диаграммы $a_{\text{CaO}} - a_{\text{MgO}}$ для Орх-Pl симплектитов со шпинелью, фиолетовый квадрат – P-T условия, в которых появляется Орх-Pl-Spl парагенезис и искомые составы всех минералов. Малиновая пунктирная стрелка – предполагаемый P-T тренд эволюции гранулита.

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

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.

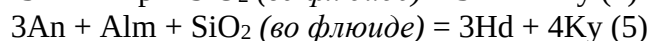
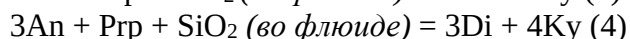
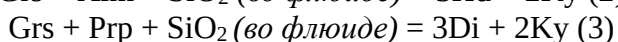
Составы минералов исходного парагенезиса: Grt_1 - $Ca_{0.67}Mg_{1.58}Fe_{0.75}Al_2Si_3O_{12}$ (ядро), Pl_1 - $Na_{0.57}Ca_{0.41}Al_{1.43}Si_{2.58}O_8$ (матрикс). Составы минералов симплектитов: Grt_2 - $Ca_{0.84}Mg_{1.41}Fe_{0.75}Al_2Si_3O_{12}$ (контакт с Срх), Срх - $Na_{0.16}Ca_{0.84}Mg_{0.66}Fe_{0.08}Al_{0.32}Si_{1.93}O_6$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

Расчеты показали следующую реакцию:



В левой части реакции (1) 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 было инициировано привнесением SiO_2 в составе флюида.

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



Реакции (2)–(5) 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 (2)–(5) пересекаются при 750°C и 1.3 ГПа (рис. 8). Эти Р-Т параметры были интерпретированы как условия роста Срх-Ку симплектитов.

Глава 6. Обсуждение результатов

6.1. Образование гранулитов из трубки Удачная

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 микрозондовых анализов клинопироксенов на кристаллохимические формулы. Для ксенолитов Ud01-300 и Ud01-127 измеренные и расчётные значения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ хорошо совпадают (рис. 9). Для ксенолита Ud79-27 наблюдается слабое отклонение расчётных и измеренных отношений $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в сторону расчётных величин.

Ранее в литературе было показано, что для омфацитов из эклогитов расчётные значения $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ сильно отклоняются от измеренных (рис. 9), что значительно искажает результаты минеральной геотермометрии (Proyer et al., 2004; Sobolev et al., 1999). Ошибки расчётов Fe^{3+} в омфацитах гораздо больше ошибок, полученных нами для клинопироксенов из ксенолитов гранулитов (рис. 9). 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 микрозондовых 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.

Наши результаты показали хорошую сходимость расчётных значений пересчёта формул клинопироксена и результатов измерения мёссбауэровской спектроскопии для клинопироксена из ксенолитов гранулитов из трубки Удачная. Поэтому та же методика кристаллохимических пересчетов была применена к опубликованным электронно-зондовым анализам клинопироксенов из пород, имеющих генетическую (внутриплитный магматизм и продукты метаморфических преобразований) и/или геохимическую близость (ферробазальты и феррогаббро) к описанным нами мафическим ксенолитам из трубки Удачная. На рис. 10 отображены составы клинопироксенов из различных локаций, выбранные в базе данных GEOROCK.

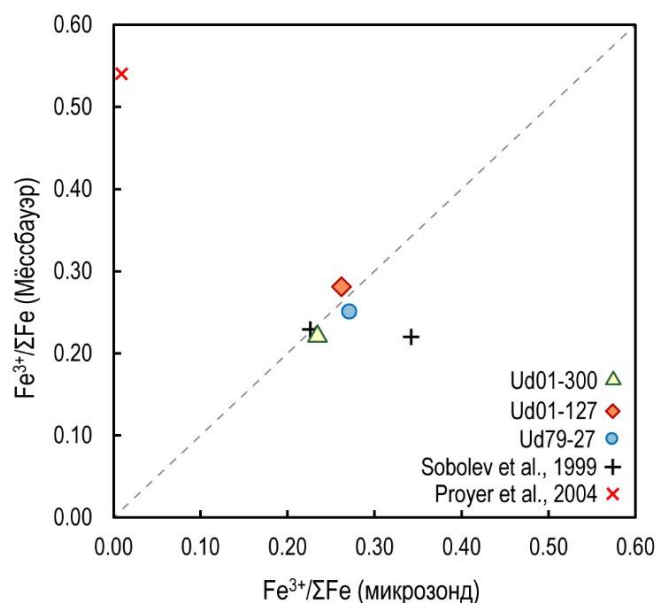


Рис. 9. Сравнение значений $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$, полученных по пересчётам микрозондовых анализов клинопироксенов из образцов мафических гранулитов Ud01-300, Ud01-127 и Ud79-27 и по данным мёссбауэровской спектроскопии.

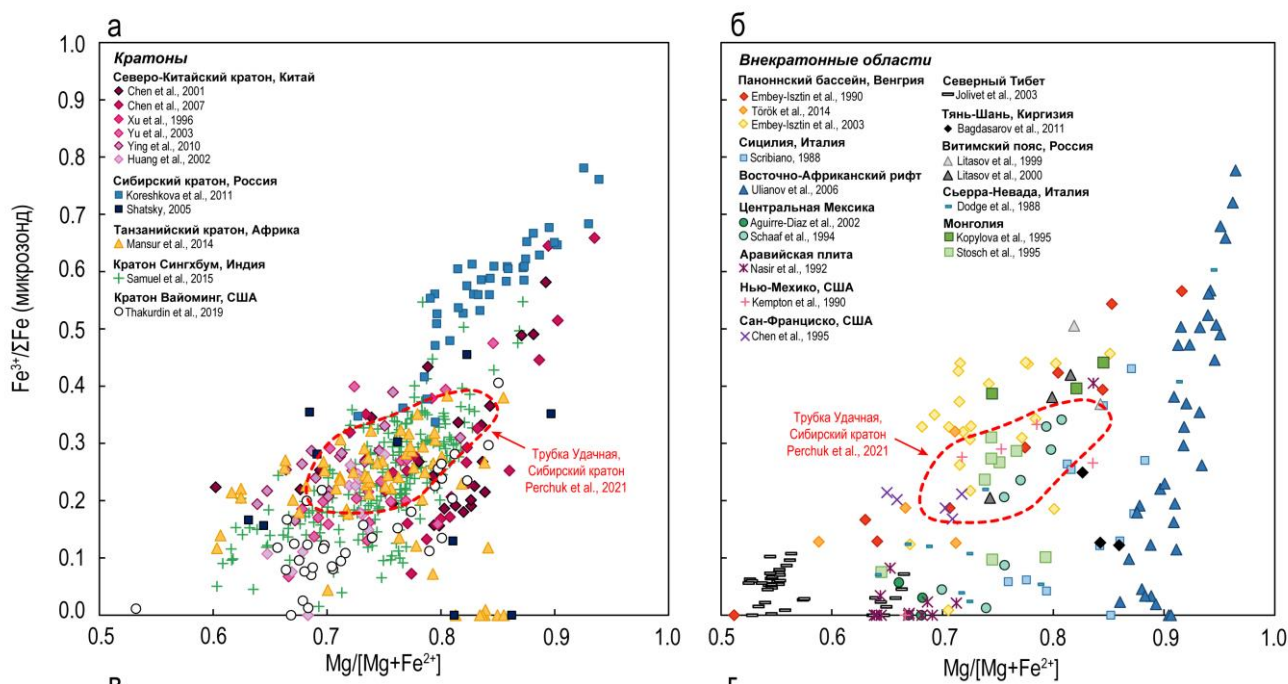


Рис. 10. Расчётные значения $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ в зависимости от магнезиальности клинопироксенов из ксенолитов разных регионов мира: (а) кратонных областей, (б) внекратонных областей. Красным пунктиром показаны область составов клинопироксенов из ксенолитов гранулитов трубки Удачная (Perchuk et al., 2021).

Выполненные пересчёты показали, что значения $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ в клинопироксенах из коровых ксенолитов кратонов и внекратонных областей достигает 0.4–0.5 при магнезиальности 0.70–0.80 (рис. 10), это соответствует содержанию эгирина 0–13 мол.%. Высокие значения $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ характерны для ксенолитов габброидов – и достигают значений 0.5–0.6, что соответствует содержанию эгиринового компонента 5–7 мол.%. Наиболее бедны Fe^{3+} клинопироксены из

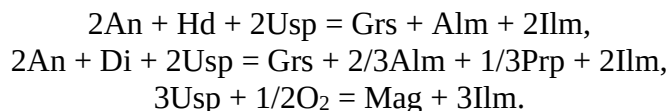
вулканических и субвулканических пород траппов и даек. Отношение $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ в них составляет 0.0–0.3, однако из-за низкого содержания Na количество эгиринового компонента мало (< 4 мол.%).

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). Однако, в ксенолитах мафических гранулитов коронарные структуры встречаются редко, а в кимберлитовой трубке Удачная и вовсе отсутствуют. О протекании минеральных реакций в ксенолитах гранулитов преимущественно свидетельствуют зональность в породообразующих минералах, большое количество включений в гранате и химический состав этих включений. В изученных образцах составы включений в клинопироксенах соответствуют только составам кайм матричных клинопироксенов по магнезиальностям и содержанию Al_2O_3 и CaO. Это свидетельствует о том, что только каймы зёрен клинопироксена формировались в равновесии с растущими зёрнами граната в соответствии со схематической реакцией



где Cpx_1 – это ядра зёрен клинопироксена, соответствующие первичным магматическим клинопироксенам, Cpx_2 – это новообразованные метаморфические каймы матричных клинопироксенов и клинопироксены во включениях в гранатах, Pl_1 – это первичный магматический плагиоклаз, полностью перекристаллизованный в ходе метаморфизма и частично израсходованный на формирование граната, Pl_2 – это новообразованный метаморфический плагиоклаз.

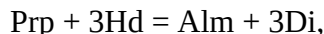
В изученных ксенолитах отсутствует кварц, поэтому для объяснения роста граната были предложены следующие реакции, учитывающие наличие в изученных образцах ильменита в породообразующих количествах:



Повышенное содержание TiO_2 в гранатах 0.09-0.16 мас.% также свидетельствует об участии Ti-содержащих оксидов в реакциях формирования миналов твёрдого раствора гранатов. В этих реакциях могли принимать участие как ильменит, так и Ca-Ts молекула и Ti-содержащие миналы клинопироксена. Реакции с участием рудных оксидов и сульфидов объясняют также и сосуществование граната с SO_4 -содержащим скаполитом в образце OSYB14.

Гранаты в изученных образцах показывают слабую концентрическую зональность, несмотря на высокую диффузионную подвижность Mg и Fe и низкую – Ca (Perchuk и др., 2009). Такая зональность проявляется во время роста зёрен, а не в процессе диффузионного обмена между сосуществующими минералами.

Термобарометрическая реакция



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

Предыдущие исследования мафических нижнекоровых гранулитов из кимберлитовой трубки Удачная показали широкий разброс полученных P-T условий их формирования, значения которых коррелируют как с гранулитовой, так и с амфиболитовой фациями метаморфизма. Используя метод моделирования фазовых равновесий, в этой работе получен достаточно узкий интервал температур и давлений метаморфизма, соответствующий условиям амфиболитовой фации. Моделирование также показало положительную корреляцию между модалным содержанием амфибола в полях фазовых диаграмм и количества воды в эффективном составе. Несмотря на то, что полученные P-T- $f\text{O}_2$ параметры для образцов ксенолитов соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма, количество амфибола в изученных гранулитах крайне мало, что может свидетельствовать о дефиците флюида при уравнивании всех минералов парагенезиса (Perchuk и др., 2021).

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 нашей работе (Perchuk et al., 2021). Расчеты показали, что H_2O является преобладающим компонентом флюида для гранулитов OSYB14 и Ud79-27 (рис. 11), что хорошо

коррелируют с количеством амфибола в породе. Только в этих образцах были найдены включения амфибола в зёрнах граната, а в образце OSYB14 амфибол является порообразующим минералом, составляя 8 об.%, в то время как в других образцах амфибол является второстепенным. Наиболее низкие значения f_{O_2} , полученные при моделировании фазовых равновесий, коррелируют с низким содержанием H_2O во флюиде (рис. 11). В этих образцах амфибол содержится в количестве <1 об.%, а включения амфибола в гранате отсутствуют, что свидетельствует о малом количестве воды во флюиде в этих породах.

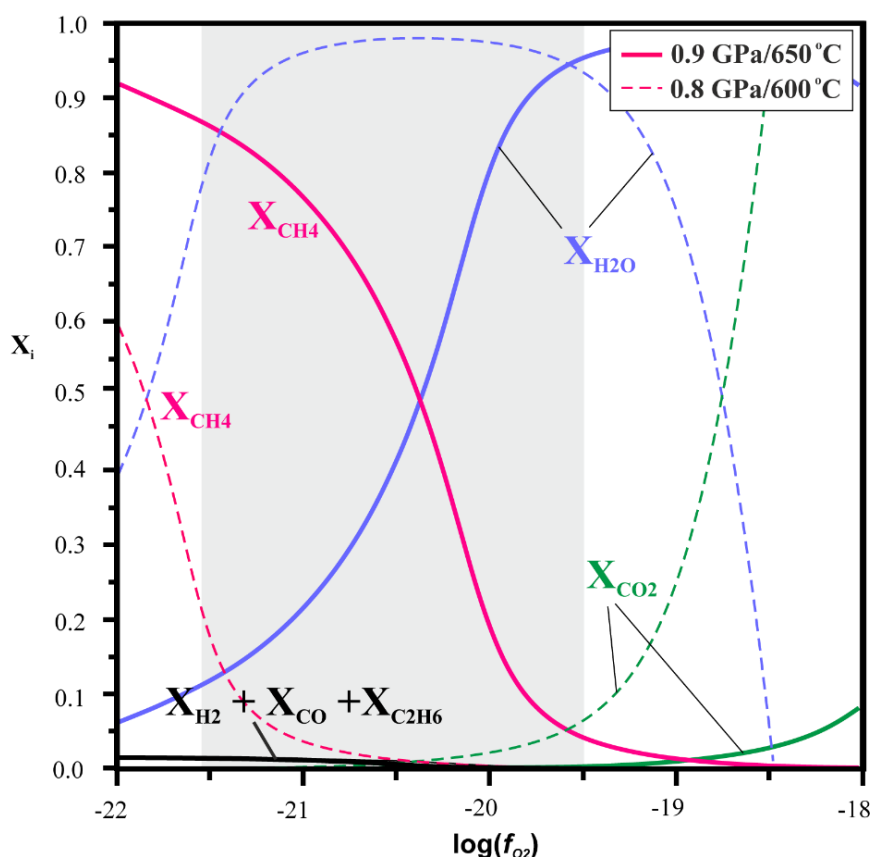


Рис. 11. Мольные доли компонентов флюида (X_i) при P-T параметрах некоторых образцов ксенолитов в зависимости от f_{O_2} в C-O-H флюиде (Perchuk et al., 2021). Серая область: диапазон значений f_{O_2} , полученных для ксенолитов при моделировании в PERPLE_X.

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).

Таким образом, во время метаморфизма флюид находился в дефиците и представлял собой полиионный солевой раствор с низкой активностью 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 сохраниться и участвовать в процессе последующей кристаллизации и перекристаллизации минералов в процессе субизобарического остывания до температур 600-650°C. Подобные особенности также характерны для метаморфизма крупных метамагматических комплексов в условиях дефицита флюида (Valley и др., 1990).

Валовые составы изученных мафических гранулитов из ксенолитов трубки Удачная характеризуются магнезиальностями 0.39-0.56. Относительно низкие магнезиальности

свидетельствуют о том, что протолитом гранулитов являлись сильно дифференцированные базальтовые расплавы. В процессе остывания в условиях средней/нижней коры габброиды 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 сохранили записи Р-Т условий континентальной геотермы из-за кинетической блокировки минеральных реакций при температурах ниже 600-650°C.

6.2. Образование симплектитов в ксенолите гранулита из трубки Зарница

Орх-Pl-Spl келифитовые каймы вокруг граната, аналогичные тем, что описаны в коровом ксенолите Зар19-3 из трубки Зарница, известны прежде всего по мантийным ксенолитам. Например, такие келифиты описаны в гранатовых пироксенитах из брекчии кимберлитовой трубки Делегат (Австралия) (Keankeo и др., 2000), в гранатовых перидотитах из комплекса Ронда (Испания) (Obata, 1994) или в мегакристах граната в щелочных базальтах провинции Ляонин и Шаньдун (Северный Китай) (Zang и др., 1993). Их формирование объясняется дестабилизацией граната при декомпрессии пород, иногда сопровождающейся разогревом.

В коровых ксенолитах Орх-Pl±Spl келифиты являются крайне редкими и малоизученными. Помимо обнаруженных нами в трубке Зарница, эти симплектиты в гранулитах нижней коры описаны только в ксенолитах из Паннонского бассейна в Венгрии (Dégi и др., 2010). Деги с соавторами предполагают, что Орх-Pl-Spl симплектиты вокруг граната образовывались при изохимическом распаде граната во время декомпрессии, обусловленной растяжением Паннонского бассейна.

Валовый состав ксенолита Зар19-3 имеет параметры $X_{Mg} = 0.77$ ($X_{Mg} = Mg / [Mg + Fe^{2+}]$) и $SiO_2/Al_2O_3 = 2.2$. Ксенолит с такими параметрами по классификации (Kempton, Harmon, 1992) попадает в группу “Мафические I”, расположенную в области повышенной магнезиальности (X_{Mg}) относительно поля примитивных базальтовых составов и линии толеитового тренда. Вероятнее всего, протолит ксенолита Зар19-3, являлся кумулатом, сформированным в процессе кристаллизации примитивных базальтовых расплавов. Подобные высокомагнезиальные гранулиты из коровых ксенолитов встречаются редко, но наиболее похожие по составу ксенолиты были описаны ранее в единичных работах (Dodge et al., 1986; Kempton, Harmon, 1992; Rudnick et al., 1986).

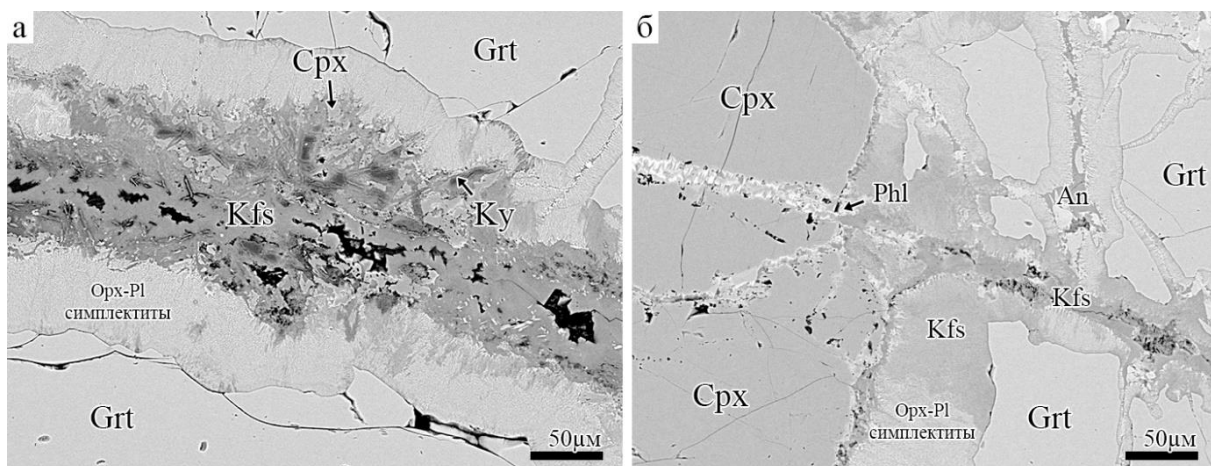


Рис. 12. Структурные взаимоотношения Crpx-Ky и Орх-Pl симплектитов с вторичными изменениями ксенолита транспортирующими кимберлитовыми расплавами. (а) Замещение Crpx-Ky симплектитов калиевым полевым шпатом. (б) Замещение Орх-Pl симплектитов флогопитом и калиевым полевым шпатом. Фотографии в обратно-рассеянных 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 Crpx-Ky симплектитов замещаются калиевым полевым шпатом (рис. 12а). Орх-Pl симплектиты также замещаются калиевым полевым шпатом и флогопитом, если они располагаются вблизи секущих метаморфических минералов вторичных жил

(рис. 12б). Внутри секущих жил в клинопироксене развивается флогопит. Плагноклаз замещается калиевым шпатом по границам зёрен и по трещинам внутри. В нескольких ареолах интенсивного замещения в плагноклазе образуются сростания КППШ, хлорита и кальцита, пересекаемые прожилками барита и Ва 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 SiO_2 , наоборот, выносится из ксенолита (Niyazova и др., 2021).

Из проведённого в рамках этой моделирования, можно заметить, что образование Срх-Ку симплектитов связано только с привносом SiO_2 при Р-Т 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 Р-Т 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. Подобный механизм образования часто рассматривается применительно к Орх-Pl-Spl симплектитам в мантийных ксенолитах (например, Keankeo 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. Метаморфизм протекал преимущественно в условиях дефицита флюидов, тогда как f_{O_2} контролировалась непосредственно реакциями с участием Fe-Ti оксидов и порообразующих силикатных минералов. Дефицит флюида стабилизировал гранулитовый парагенезис вплоть до Р-Т условий амфиболитовой фации. Кинетика, по-видимому, препятствовала дальнейшему переуравновешиванию химических составов минералов при температурах, соответствующих геотерме Сибирского кратона.

Несмотря на большое количество опубликованных данных по коровым ксенолитам из разных регионов мира, содержанию Fe^{3+} в клинопироксенах из этих ксенолитов ранее не уделялось большого внимания. Результаты этой работы показали, что количество Fe^{3+} в клинопироксенах из ксенолитов кимберлитовой трубки Удачная (Якутия), рассчитанное по микронзондовым анализам и подтвержденное мёссбауэровской спектроскопией, соответствует значительному содержанию эгириновой молекулы (до 10 мол. %). Используемая методика пересчёта кристаллохимических формул была применена и к опубликованным ранее микронзондовым анализам клинопироксенов из коровых ксенолитов кратонов и межкратонных областей разных регионов мира, что выявило значительное количество Fe^{3+} в них, соответствующее содержанию эгирина до 13 мол.%. Эти результаты могут быть использованы в дальнейшем для оценки Р-Т- f_{O_2} условий образования нижнекоровых ксенолитов и некоторых магматических пород.

Изученный образец ксенолита из кимберлитовой трубки Зарница обладает высокомагнезиальным составом, близким к оливиновому габбро. В нём найдены необычные Срх-Ку симплектиты, сформированные в условиях нижней коры при 750 °C и 1.3 ГПа, близких к Р-Т условиям образования самого гранулита. Мы объясняем формирование этих симплектитов воздействием SiO_2 -содержащего флюида в ходе метасоматоза, не связанного с кимберлитовой магмой. Такой тип метасоматоза характерен для корово-мантийного взаимодействия в зонах субдукции (Perchuk et al., 2018), ранее он не был зафиксирован для нижнекоровых гранулитов из ксенолитов. Краевые части гранатов в ксенолите повсеместно замещены Орх-Pl±Spl симплектитам

(келифитами). Р-Т условия роста этих симплектитов свидетельствуют о декомпрессии гранулита до 0.6 ГПа и разогреве до 900 °С. В коровых ксенолитах такие симплектиты оставались малоизученными.

Таким образом, мы фиксируем два этапа весьма необычных преобразований в ксенолите гранулита из трубки Зарница. Первый этап связан с Si-метасоматозом в условиях нижней коры, а второй — с декомпрессией и разогревом ксенолита в ходе его подъема к поверхности кимберлитовыми магмами.

СПИСОК ПУБЛИКАЦИЙ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

(статьи в рецензируемых журналах, рекомендованных Учёным советом МГУ)

1. A.L. Perchuk, **A.V. Sapegina**, O.G. Safonov, V.O. Yapaskurt, V.S. Shatsky, V.G. Malkovets. 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*. 2021. V. 357. P. 106122. DOI: 10.1016/j.precamres.2021.106122 (2.15 авт. л.). [*Impact Factor JCR 3.2*]. Доля участия 0.3.

2. **А. В. Сапегина**, М. В. Воронин, А. Л. Перчук, О. Г. Сафонов. Эгиринсодержащие клинопироксены в ксенолитах гранулитов из кимберлитовой трубки Удачная, Сибирский кратон: сравнение результатов мёссбауэровской спектроскопии и электронно-зондового микроанализа // *Петрология*. 2023. Т. 31, № 1. С. 101-112. DOI: 10.31857/S0869590323010089. (0.95 авт. л.). [*Импакт фактор RINC 1.10*]. Доля участия 0.5.

3. **А.В. Сапегина**, А.Л. Перчук, В.С. Шацкий. Два типа симплектитов в ксенолите нижнекорового гранулита из кимберлитовой трубки Зарница (Якутия): запись Si-метасоматоза и декомпрессии // *Геология и геофизика*. 2024. Т. 65. №6. С. 769-791. DOI: 10.15372/GiG2024112 (1.9 авт. л.) [*Импакт фактор RINC 1.07*]. Доля участия 0.6.