

На правах рукописи



СОБОЛЕВ Сергей Николаевич

**СТРУКТУРНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА
ДИНАМИКИ ОБРАЗОВАНИЯ КУМУЛАТОВ В
РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИВАХ**

Специальность 1.6.4 Минералогия, кристаллография. Геохимия,
геохимические методы поисков полезных ископаемых

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Москва
2025

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Ордена Ленина и Ордена Октябрьской революции Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН), г. Москва.

Научный руководитель: **Арискин Алексей Алексеевич**, д.г.-м.н., профессор кафедры петрологии и вулканологии Геологического ф-та МГУ им. М.В. Ломоносова;

Официальные оппоненты: **Симакин Александр Геннадьевич**, д.ф.-м.н., главный научный сотрудник Института экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского Российской академии наук (ИЭМ РАН),
Изох Андрей Эмильевич, д.г.-м.н., профессор НГУ, главный научный сотрудник Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН)

Ведущая организация: Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН)

Защита состоится **21 мая 2025** года в **14.00** часов на заседании диссертационного совета 24.1.195.02 в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Ордена Ленина и Ордена Октябрьской Революции Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН) по адресу: 119991, Москва, ул. Косыгина 19, тел. (495) 939-70-17, факс (495) 938-20-54.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ГЕОХИ РАН и на сайте www.geokhi.ru в разделе Диссертации.

Автореферат разослан « » _____ 2025 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета 24.1.195.02,
кандидат химических наук



Е.В. Кронрод

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. Проблемы образования и эволюции кумулюсных систем в крупных магматических камерах относятся к наиболее дискуссионным вопросам петрологии расслоенных комплексов. Это связано с тем, что физико-химические модели дифференциации оперируют на входе интегральными оценочными параметрами, будь то тепловые потоки через контакты интрузивов, скорости фронтов кристаллизации и аккумуляции кристаллов или характеристики дополнительных инъекций (Френкель, 1995; Шарапов, Голубев, 1976; Kuritani, 2009; Ariskin et al., 2023б). Более определенными являются оценки температуры и редокс-условий кристаллизации при помощи программ семейства MELTS и КОМАГМАТ (Ghiorso, Sack 1995; Арискин, Бармина, 2000). Вместе с тем, крупномасштабная динамика дифференциации магмы неразрывна с локальными явлениями в затвердевающих протокумулясных смесях, которые контролируются кинетикой кристаллизации, растворения и рекристаллизации минералов. Использование структурных маркеров этих локальных процессов помогает уточнению динамического контекста формирования породы. Для этого необходимы оценки распределения кристаллов по размеру (CSD – crystal size distribution) как наиболее комплексной характеристики (Marsh., 1988, 1998; Spohn et al., 1988; Hort, Spoh, 1991; Симакин, 2005; Higgins, 2006; Simakin, Bindeman, 2008, Toramaru, Kichise, 2023) и исследования геохимической зональности отдельных зерен, записывающей разные режимы роста и растворения (Milman-Barris et al., 2008; Welsch et al., 2014; Xing et al., 2017, 2022, 2023; Mao et al. 2022). Актуальность этих вопросов подчеркивают следующие моменты.

1. На фоне разнородных опубликованных данных CSD для кумулятов (см. обзор Соболев и др., 2023) необходима выработка методики выделения устойчивых распределений в реальных породах и отделения их от шумовых вариаций. Для этого важен поиск корреляции между формой CSD, валовым составом пород и спецификой зональности отдельных кристаллов, которая служит для выявления таких процессов, как скелетный рост или растворение-доращение с участием неравновесного расплава.

2. Большинство существующих кинетических моделей не воспроизводят форму CSD минералов магматических пород (Kirkpatrick, 1976, Brandeis, Jaupart, 1986; Spohn et al., 1988; Hort, Spoh, 1991; Симакин, Трубицын, 1998, Симакин, 2005). Приближение к реальной картине получается при использовании серьезных допущений: для открытой системы – непрерывно проточной камеры (Marsh, 1988), для закрытой системы – постоянной скорости роста на фоне растущей по экспоненте нуклеации (Marsh, 1998) или падающей по гиперболе скорости роста на фоне постоянной нуклеации (Toramaru, Kichise, 2023). Необходимо развитие кинетических моделей кристаллизации из расплава с обоснованными допущениями.

3. Остается открытым вопрос о значимости первично скелетного роста оливина (Welsch et al., 2012) и других минералов как характеристики реальных

переохлаждений в магматической камере и учета этого фактора при интерпретации CSD.

4. Продолжаются дискуссии по поводу механизма и самой возможности компактизации кристаллического осадка в магматических камерах (Holness et al., 2017a, 2017b, 2017в). При этом инфильтрация расплавов/флюидов при компактизации кумулатов может контролировать перенос и концентрирование рудных элементов при образовании стратиформных хромитов и платинометалльных рифов (Boudreau, McBirney, 1997; Николаев и др., 2020; Николаев, 2021).

Цели и задачи работы. Стратегия исследований включает использование детальны данных о CSD разнообразных интрузивных пород с целью расшифровки условий кристаллизации и эволюции их протокумулясного прекурсора. Это предполагает последовательное решение следующих задач:

1. Получение наборов согласованных данных CSD в примитивных кумулатах из трех крупных расслоенных интрузивов (Йоко-Довыренский, Мончегорский и Ловозерский) на представительных выборках зерен кумулульных минералов, гарантирующих воспроизводимость измерений.

2. Типизация форм распределения кристаллов по размерам (далее - логлинейное, бимодальное, логнормальное и другие неканонические).

3. Модификация существующей кинетической модели (Spohn et al., 1988) для воспроизведения первичного логлинейного CSD, характерного для реальных кумулатов.

4. Выяснение наличия/отсутствия корреляций формы распределений с особенностями валового химического состава пород и зональности кумулульных минералов (оливина, хромита, нефелина, лопарита, апатита).

5. Использование данных о зональности кристаллов для оценки распространенности сигналов раннего скелетного роста оливина и масштабов относительного переохлаждения на разных стадиях; выяснение возможной связи подобной зональности и формы CSD.

6. Выявление в данных CSD и зональности кумулульных фаз признаков конкретного механизма компактизации и степени воздействия инфильтрующегося расплава.

Научная новизна.

1. Впервые для Йоко-Довыренского, Мончегорского и Ловозерского интрузивов для разных типов кумулатов приводятся надежные данные по их количественным структурным характеристикам – CSD (всего 120 распределений).

2. На основании сопоставления полученных CSD и анализа литературных данных показано, что распределения представляют три главных типа: логлинейное, бимодальное и логнормальное.

3. Для Йоко-Довыренского и Мончегорского интрузивов установлена корреляция CSD оливина в дунитах и валового содержания в них рудных компонентов (Cu, Ni, ЭПГ, Cr). Рассмотрены причины подобных корреляций.

4. Для этих массивов представлены данные по зональности оливина по фосфору и некоторым другим примесным элементам. Обсуждается противоречие между представлением о медленной кристаллизации на последних стадиях затвердевания кумулатов и впервые обнаруженным обогащением фосфором

оливина, заместившего поровое пространство при окончательном затвердевании кристаллической каши.

5. В зональности оливина из дунитов и троктолитов Йоко-Довыренского массива описаны признаки компакции кумулатов путем растворения под давлением на контактах зерен. Этот эффект (известный из экспериментальных работ) ранее не наблюдался на природном оливине.

6. На примерах фосфорной зональности и CSD оливина, показано, что ранний этап кристаллизации большей части оливиновых кумулатов протекал при относительно высоких переохлаждениях 10-30°C и более, когда включатся режимы скелетного роста и формируется осцилляторная зональность оливина.

7. С использованием метода геохимической термометрии для нефелиновых пород Ловозерского массива и моделирования кристаллизации, оцененного исходного расплава, продемонстрировано, что бимодальная зональность нефелина уртитов и бимодальное CSD могут быть результатом вторичной нуклеации в условиях адиабатического подъема щелочной магмы, содержащей разное количество интрателлурического нефелина.

8. Предложена модификация кинетической модели (Spohn et al., 1988), которая позволяет получить логлинейное CSD с использованием нормальных кинетических функций скорости нуклеации и роста, а также переменной зависимости скорости роста от размера зерна.

Защищаемые положения:

1. Распределения кристаллов по размеру (CSD) в кумулатах расслоенных массивов (Йоко-Довыренского, Мончегорского и Ловозерского) делятся на три главных типа: логлинейное – связанное с первичным ростом, бимодальное – обусловленное вторичной нуклеацией, логнормальное – возникающее при частичном растворении. Более тонкие вариации популяций свидетельствуют о дополнительных процессах – растворении под давлением на контактах зерен, замаскированном скелетном росте, сортировке.

2. Зональность кумулатов оливина по фосфору в оливиновых и оливин-плагиоклазовых кумулатах Йоко-Довырена и Мончеплутона свидетельствует о распространении в магматических камерах начального скелетного роста при высоком переохлаждении (более 10–30°C), частичном растворении мелких зерен, растворении под давлением, быстром зарастании пор кумулата на последнем этапе затвердевания.

3. Корреляция между химическим составом пород, CSD и зональностью оливина в дунитах Йоко-Довырена и Мончеплутона свидетельствует о воздействии неравновесного силикатного расплава на первичный кумулат с выносом рассеянных фаз (S, Cu, Ni – сульфидный расплав; Cr, Al – хромшпинелид).

Практическая значимость. Работа вносит вклад в методологию петролого-геохимических и количественных петрографических исследований процессов внутрикамерной дифференциации магм, включая механизмы образования малосульфидной и хромитовой минерализации в крупных расслоенных массивах. При этом особое значение придается кинетическим факторам, связанным с

инфильтрацией неравновесного расплава в пористой протокумулясной среде с неограниченной растворимостью минеральной матрицы.

Размеченные изображения шлифов можно использовать для обучения моделей машинного зрения для инстанс-сегментации (Bukharev et al., 2018), необходимых в различных областях наук о материалах и разделах химической инженерии.

Фактический материал.

По Йоко-Довыренскому массиву автору была доступна коллекция ГЕОХИ РАН, состоящая из нескольких тысяч образцов, отобранных в обнажениях по всему массиву и существенно дополненная диссертантом в 2016 и 2019 годах. Итоговая выборка пород включала 43 образца, отобранных в коренных обнажениях по разрезам “Большой-Центральный” и “Йоко”.

По Мончегорскому плутону использовалась другая коллекция ГЕОХИ РАН, отобранная в 2018 и 2021-2023 гг. с участием диссертанта и коллег из ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты), как на дневной поверхности (г. Кумужья, г. Сопча), так и в керне из скважин М1 и М20, а также в отвалах шахты № 5 на г. Травяной. В работе задействовано более 50 образцов.

Материал по Ловозерскому массиву отобран в большинстве лично автором в самостоятельных выездах (2018 и 2022 гг.) и в полевой сезон 2023 г. совместно с коллегами из ГИ КНЦ РАН. При этом опробованы северный (г. Карнасурт, г. Кедыкверпах) и северо-западный (г. Аллуайв) склоны Ловозерских тундр, в основном в коренных обнажениях, а также центральная часть в районе г. Лепхе и на плато в районе г. Сенгисчорр и г. Паргуайв (в коренных обнажениях и курумниках). Изучены в основном породы богатые нефелином, близкие к уртитам, некоторые из которых можно характеризовать как “адкумуляты” и “мезокумуляты”. Часть образцов из подземного рудника Карнасурт была предоставлена Ю.А.Михайловой (ГИ КНЦ РАН). Общее количество изученных образцов – 24 шт.

Апробация работы. По теме диссертации опубликовано 5 статей в журналах, входящих в список ВАК, результаты были доложены автором в рамках 24 докладов на профильных всероссийских и международных конференциях и опубликованы в 14 сборниках материалов конференций. Все публикации доступны в сети ИНТЕРНЕТ.

Структура и объем работы. Работа имеет объем 234 страницы, содержит 67 иллюстраций, 12 таблиц в тексте, 251 пункт списка литературы и состоит из Введения, пяти глав, Заключение и Приложений 1, 2 (13 таблиц CSD и составов пород). В главе 1 дается литературный обзор кинетики кристаллизации, измерений CSD в расслоенных интрузивах и описаны методы исследований. В главах 2 – 4 последовательно рассматривается материал по трем расслоенным массивам: Йоко-Довыренскому, Мончегорскому и Ловозерскому. Для каждого приводятся основные особенности геологии и петрографии пород, характеристики использованных образцов и результаты исследований, включая данные о распределениях кристаллов по размеру, зональности отдельных зерен, валовых составах пород и термодинамическом моделировании кристаллизации кумулатов. После представления фактических результатов дается их предварительная интерпретация. Изложенные материалы являются основанием

для формулировки трех защищаемых положений. Глава 5 содержит описание модификации кинетической модели (Spohn et al., 1988) и обсуждение всех предыдущих частей работы в контексте теоретических и эмпирических данных из литературного обзора.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность своему научному руководителю профессору, д.г.-м.н. А.А. Арискину за возможность изучения интереснейшей геологической проблемы и чуткое направление научных исканий на фоне свободы выбора собственного пути. Профессор МГУ, д.г.-м.н. Э. М. Спиридонов и н.с. ГЕОХИ РАН, к.г.-м.н. Г.С. Николаев способствовали становлению интереса к изучаемой проблеме. На этапе измерений CSD помощь оказали Симон Таркини (Университет Пизы), Дмитрий Новосадов, Екатерина Марченко (кафедра кристаллографии МГУ) и Александр Бухарев. На всех этапах работы ощущалась неизменная поддержка В.А. Дорофеевой - зав. лаб. термодинамики и математического моделирования природных процессов ГЕОХИ РАН, а также И.В. Пшеницына, Г.С. Барминой и других сотрудников нашего коллектива. Автор признателен сотрудникам лаб. метеоритики – К.М. Рязанцеву, С.И. Демидовой, К.А. Лоренцу, А.М. Абдрахимову, М.А. Ивановой; отдела пробоподготовки - П.Э. Синкину и В.А. Туркову. Без участия коллег с кафедры петрологии и вулканологии МГУ им. М.В. Ломоносова - В.Д. Щербакова, Н.Н. Кошляковой, Н.Н. Коротаевой, Б.Б. Шкурского – данная работа не была бы возможна. Особая признательность В.О. Япаскурту (Лаборатория локальных методов исследования вещества Геолфака МГУ), благодаря которому получены первые результаты по картированию фосфора в оливине. Большой вклад в развитие этих работ внесла аналитическая поддержка А.В. Соболева и В.Г. Батановой (ISTerre IMAP, Франция), которые обеспечили множество последующих элементных карт, позволивших по-новому взглянуть на проблемы кинетики кристаллизации. Существенную помощь в работе оказали Е.В. Кислов (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ), Н.Ю. Грошев, Ю.А. Михайлова, А.О. Калашников (КНЦ РАН, г. Апатиты) и В.Ф. Смолькин (ГТМ им. В.И. Вернадского, г. Москва). Я благодарен своим родителям, ученым биологам Н.А. Соболеву и М.В. Казаковой, за то, что они научили меня наблюдать природу.

Исследования выполнены при поддержке двух грантов РФФИ: 16-17-10129 («Физические механизмы и условия образования Os-Ru и Pt-Pd минерализации в расслоенных интрузивах мафит-ультрамафитового состава» 2016 – 2020) и 23-77-01036 («Геохимические и структурные характеристики малосульфидных ЭПГ-анортозитов Йоко-Довыренского массива как индикаторы условий их образования» 2023 – 2025), и в рамках государственного задания ГЕОХИ РАН.

Работа подготовлена в лаборатории термодинамики и математического моделирования природных процессов ГЕОХИ РАН.

ГЛАВА 1. ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В данной главе приводится обзор литературных данных по общим вопросам тепловой истории резервуаров магмы и динамики внутрикамерной дифференциации (**раздел 1.1**); обсуждаются проблемы кинетики нуклеации и роста; дается обзор различных режимов роста, картин зональности и кинетических эффектов при распределении несовместимых элементов в кристалл; дается понятие распределения кристаллов по размеру как интегрального результата сочетания разных кинетических факторов (**раздел 1.2**). При этом показано, что существуют случаи, когда при растворении множества кристаллов мелкие индивиды растворяются быстрее, а при кристаллизации они медленнее растут.

Далее обсуждается близкая по проблематике **кинетическая модель (раздел 1.2.8)** для роста шаров (Spohn et al., 1988). Она основана на параметризации зависимости скорости нуклеации I и линейной скорости роста U от переохлаждения, которые имеют колоколообразную форму и выражаются следующими уравнениями:

$$I(T) = I_m e^{\left(\frac{T_u}{(T_m - T_u)^*} \left[\frac{T_m - T_m}{T_i} - \frac{(T_m - T_i)^3}{(T_m - 3T_i)^*} \left(\frac{T_m}{T_i(T_m - T_i)^2} - \frac{T_m}{T(T_m - T)^2} \right) \right] \right)} \quad (1)$$

$$U(T) = U_m \frac{(T_m - T)T_u}{(T_m - T_u)T} e^{\left(-\frac{T_m(T_u - T)}{T(T_m - T_u)} \right)}, \quad (2)$$

где T_m – температура ликвидуса, T_u – температура пика скорости роста, T_i – температура пика скорости нуклеации, I_m – максимальная скорость нуклеации, U_m – максимальная скорость роста.

На примере демонстрационного расчета показано, что эта модель не способна воспроизвести распространённого в магматических породах **логлинейного CSD**. Более полно **формы CSD** обсуждаются в **разделе 1.2.10** как триада *логлинейных*, *бимодальных* и *логнормальных* распределений. Рассматриваются процессы, возможно, ответственные за их образование. Данный раздел служит ключом к интерпретации форм CSD для природных образцов, представленных в диссертации

Сводка литературных данных по CSD в кумулатах из 10 мафит-ультрамафитовых и щелочных интрузивов дана в **разделе 1.3**. Показано, что представленные данные характеризуются наличием в основном логлинейного, бимодального и логнормального CSD, но их интерпретации разнятся.

Методы исследований представлены в **разделе 1.4**. Последовательность действий для получения CSD подробно описана (Соболев и др., 2023) и сводится, в основном, к ручной разметке не менее 300 (до 1.5 тыс.) зерен с дальнейшей стереологической коррекцией (Higgins, 2000). Подчеркнуто, что при коррекции для одного минерала всегда использовались одинаковые параметры осей аппроксимирующего эллипсоида: 1:1,2:1,5 для оливина и 1:1,5:1,5 для нефелина, 1:1:2 для апатита, 1:1:1 для шпинели и лопарита, что дает более компактные пучки распределений по сравнению с коррекцией, учитывающей совпадение расчетной (по итоговому распределению) и реальной объемной доли. Изучение

зональности зерен выбранных минералов происходило путем съемки контрастных BSE изображений на электронном микроскопе в ГЕОХИ РАН и МГУ им. М.В. Ломоносова и получения элементных карт высокого разрешения на электронных микронзондах в режиме высокого тока в лабораториях МГУ и ISTERre (Гренобль, Франция)

ГЛАВА 2. ЙОКО-ДОВЫРЕНСКИЙ РАССЛОЕННЫЙ МАССИВ

В разделе 2.1 описано геологическое строение Йоко-Довыренского массива, где подчеркивается важность нижнего малосульфидного горизонта в области перехода от нижней краевой реверсии массива к плагиоклазовым дунитам (далее просто “дунитам”) выше по разрезу.

В разделе 2.2 даются петрография, общие черты строения нижних 500 м дунитовой части разреза, где отбирались образцы для анализа CSD. Приводятся наблюдаемые распределения оливина (17 образцов), которые демонстрируют все три отмеченных выше типа - логлинейные, бимодальные и логнормальные (рис. 1).

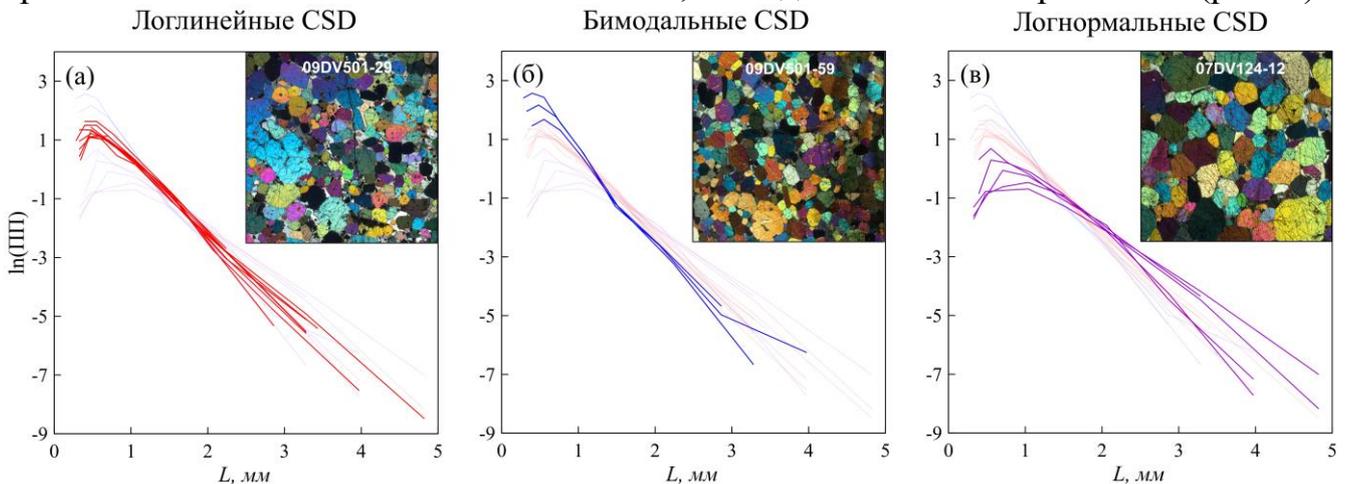


Рис. 1. Три типа CSD оливина в дунитах Йоко-Довыренского массива.
Размеры врезок 1*1 см.

Данные типы по петрографическому облику близки к ранее выделенным в дунитах Йоко-Довырена (Чернышов, 2001) протоматматической, мезогранулярной и протогранулярной структурам соответственно. Наблюдения CSD служат основой при описании зональности зерен оливина по фосфору и геохимии пород.

Далее в данной главе и после в главе 3 обсуждаются характерные черты зональности оливина по фосфору и некоторым другим элементам. На иллюстрациях фосфорной зональности приняты следующие обозначения: *s* (*skeletal*) – сложной формы картина распределения фосфора, напоминающая сечение скелетного или реберного кристалла; *sb* (*secondary branches*) – вторичные ветви, то есть ответвления от реберных форм; *o* (*oscillatory*) – осциляторная зональность или более грубые слабо различимые концентрические зоны; *sz* (*sector zoning*) – секторная зональность; *l* (*lagoon*) – лагуна или залив с плавными изогнутыми краями, обедненный фосфором на фоне более богатых участков; *d* (*dissolution*) – отчетливая секущая граница между зональным по фосфору ядром и

незональной каймой оливина, вероятно, обязанная растворению; *ps* (*pressure solution*) – отчетливое секущее положение границы двух кристаллов оливина по отношению к зональности одного из них, что может быть интерпретировано как растворение под давлением на контакте зерен; *be* (*boundary enrichment*) – протяженные вдоль краев кристаллов оливина тонкие зоны слабого обогащения, относительно резко отделяющиеся от основной части зерна; *pe* (*pore enrichment*) – обогащение в плотных стыках трех зерен оливина, не содержащих других минералов, вероятно, образованное при зарастании пор кумулуca. Обозначения сочетают в себе структурный и генетический смысл.

Зональность оливина по фосфору изучена в трех образцах дунитов из Йокондовыренского массива. В дуните с бимодальным CSD оливина (обр. 09DV501-59) описаны вытянутые зерна, которые в своем ядре имеют зону обогащения фосфором (*s* на рис. 2а,в).

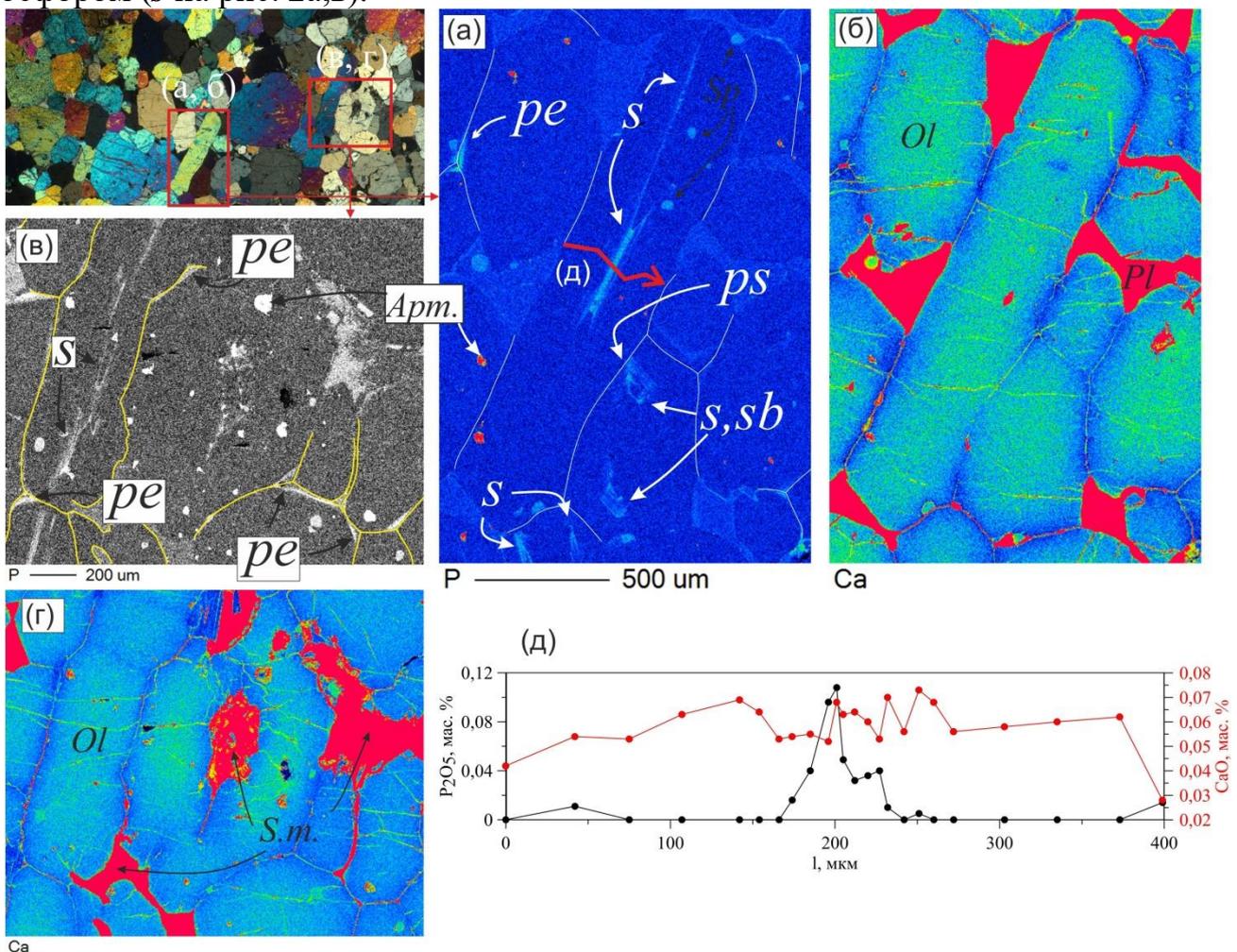


Рис. 2. Зональность по фосфору и кальцию (а-г) в оливине из дунита с бимодальным CSD (обр. 09DV501-59) и профиль (д) количественных определений P₂O₅ и CaO вкост вытянутого зерна (красная линия на (а)). Границы зерен на (а, в) подчеркнуты. *Sp* – шпинель, *Ol* – оливин, *Pl* – плагиоклаз, *S.m.* – вторичные минералы, *Apm.* – артефакт съемки.

Максимальное содержание P₂O₅ составляет 0.11 мас.%. Данные скелетные зоны могут быть очень тонкими, например, от таблички на рис. 2а расходятся четыре симметричных «волоска». Такие вытянутые скелеты могут отвечать

переохлаждениям 50°C (Faure et al., 2003). Если учитывать форму ласточкиного хвоста, читающуюся в зональности на рис. 2а оценку ΔT можно поднять даже до 100°C (Jambon et al. 1992).

Для скелетного кристалла на рис. 2а справа от вытянутого зерна виден осцилляторный рост ребер с периодическим образованием вторичных ветвей (*sb*). При этом в одном месте скелетное ядро рассмотренного кристалла контактирует с незональной частью вытянутого зерна. Границы зерен хорошо видны на карте распределения кальция (рис. 2б). Отсутствие каймы, обедненной кальцием, и плотное прилегание скелетного ядра к границе (рис. 2а) обозначено (*ps*) и обусловлено, вероятно, растворением зерен на границах из-за избыточного давления в кристаллическом каркасе кумулуса. Яркой особенностью зональности является наличие обогащения фосфором порового пространства, занятого оливином (*pe* на рис. 2в). Предположение автора, что некоторые трехгранные стыки зерен оливина представляют собой реликты пор, замещенные тем же минералом, основано на данной зональности.

В образцах дунитов 09DV501-37, 07DV124-12, имеющих логнормальное CSD оливина, наблюдается несколько видов зональности (*s*, *sb*, *o*, *d* на рис. 3). Так, крупное изометричное зерно в обр. 07DV124-12 имеет осцилляторную зональность (*o*) и, возможно, признаки реберного роста (рис. 3в). Общей особенностью крупных кристаллов, является нерегулярная кайма, обедненная фосфором, что свидетельствует о медленной кристаллизации на поздней стадии.

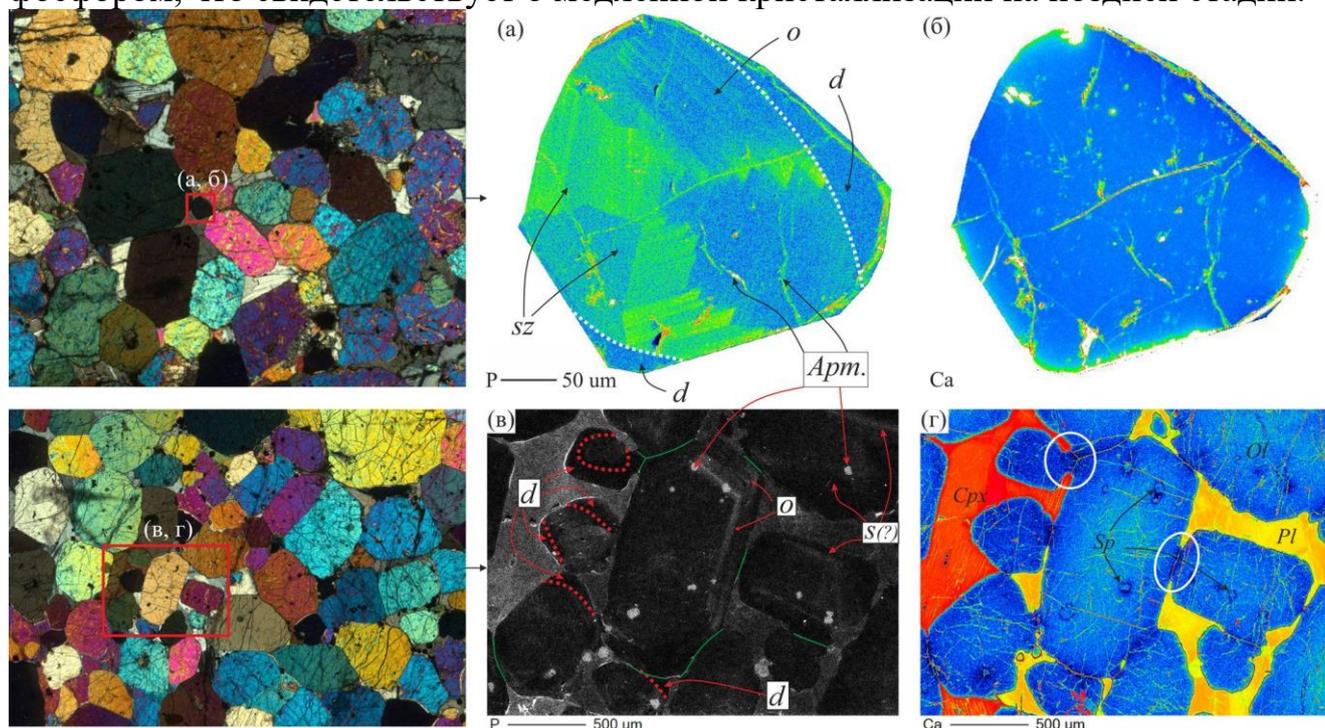


Рис. 3. Зональность по фосфору и кальцию в оливине из дунитов с логнормальным CSD в обр. 09DV501-37 (а,б) и обр. 07DV124-12 (в, г). Белым (а) и красным (в) пунктиром отделены каймы, обедненные фосфором.

У многих мелких зерен ядра отчетливо обогащены фосфором и могут иметь яркую зональность (*sz*, *o* на рис. 3а). Зональность ядер срезается каймой, контрастно обедненной фосфором, что может быть отнесено на счет растворения

этих мелких зерен (d на рис. 3а,в) и последующего медленного дорастания. Данное наблюдение согласуется с механизмом образования логнормального CSD за счет растворения малых зерен из-за наиболее эффективной диффузии в расплаве вокруг них и последующего дорастания оставшихся зерен уже с одинаковой скоростью (Simakin et al., 2020).

Взаимосвязь петрологических реконструкций и CSD. Составы плагиодунитов и лерцолитов, опробованных в интервале 0 – 230 м и несколько выше, согласно (Ariskin et al., 2018) формируют в координатах MgO–FeO две линии оливинного контроля (далее ЛОК), отвечающие составам исходного оливина Fo_{86} и Fo_{88} (рис. 4а), что позволяет предполагать присутствие двух типов оливинных кумулатов, представляющих продукты кристаллизации двух несколько различающихся по температуре исходных магм ($\sim 1190^\circ\text{C}$ и $\sim 1290^\circ\text{C}$: Ariskin et al., 2018). В этом контексте рассматривается, в какой мере установленные типы CSD коррелируют с валовым химическим составом пород.

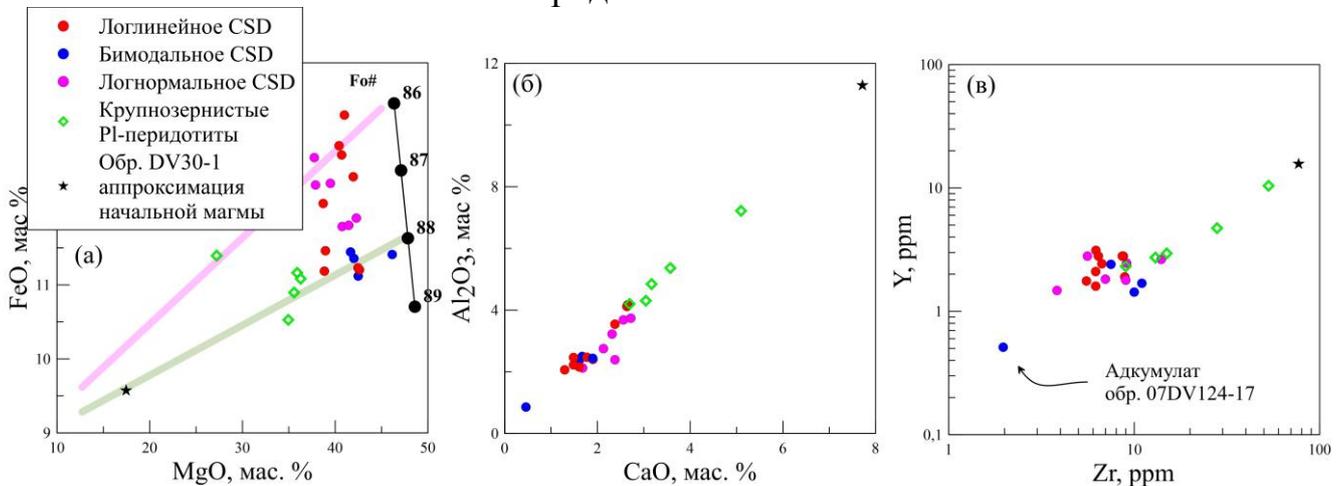


Рис. 4. Петро- и геохимические тренды довыренских пород: а) диаграмма MgO–FeO с линией стехиометричного оливина; зеленый тренд – протокумулясные смеси примитивного модельного расплава и оливина Fo_{88} , розовая линия – то же для менее магнезиального расплава и оливина Fo_{86} (Ariskin et al., 2018); б, в) видна прямая корреляция, контролируемая соотношением оливина и интеркумулясных минералов. Важно отсутствие группировки пород (б,в) различных структурных типов. Значки пород раскрашены согласно типизации CSD, описанной выше.

Породы с логлинейным CSD могут ложиться как на высокомагнезиальную ЛОК, так и на низкомагнезиальную (красные точки на рис. 4а). Породы с бимодальным CSD (синие точки на рис. 4а) всегда лежат на ЛОК Fo_{88} . ЛОК от Fo_{86} до $Fo_{87.5}$ характерна для дунитов с логнормальным CSD (фиолетовые точки на рис. 4а), при этом они не перекрываются с бимодальными разностями. В то же время, в координатах элементов, маркирующих количество и состав интеркумуляса (рис. 4б,в) все три типа пересекаются между собой.

Таким образом, логлинейное CSD оливина является первичным для обоих типов магм, а бимодальное CSD свойственно только для высокотемпературной магмы. Отсюда следует вывод, что оно образуется в результате ускорения

остывания при контакте с низкотемпературной магмой. Это же подтверждается наличием скелетных кристаллов оливина (рис. 2а,в).

Породы с логнормальным CSD обеднены Cu, S, Cr (рис. 5а,б) и ложатся на линию предельной растворимости сульфидной серы в силикатном расплаве (рис. 5в), рассчитанную при помощи алгоритма Комагмат 5, что говорит о выпадении несмесиого сульфидного расплава в кумулусе без аккумуляции. Породы с логлинейным CSD демонстрируют повышенное накопление серы и меди (рис. 5б, в) за счет аккумуляции сульфидного расплава. Вместе с тем выше обосновано, что логнормальное CSD является продуктом преобразования первичного логлинейного распределения при частичном растворении мелких зерен (рис. 3а,в). Значит, наблюдаемые пониженные концентрации сульфида в таких породах, вероятнее всего, вторичны. Вынос несмесиого сульфидного расплава и интерстициального хромита происходил в результате воздействия неравновесного силикатного расплава при его фильтрации через кристаллическую кашу во время компаккции.

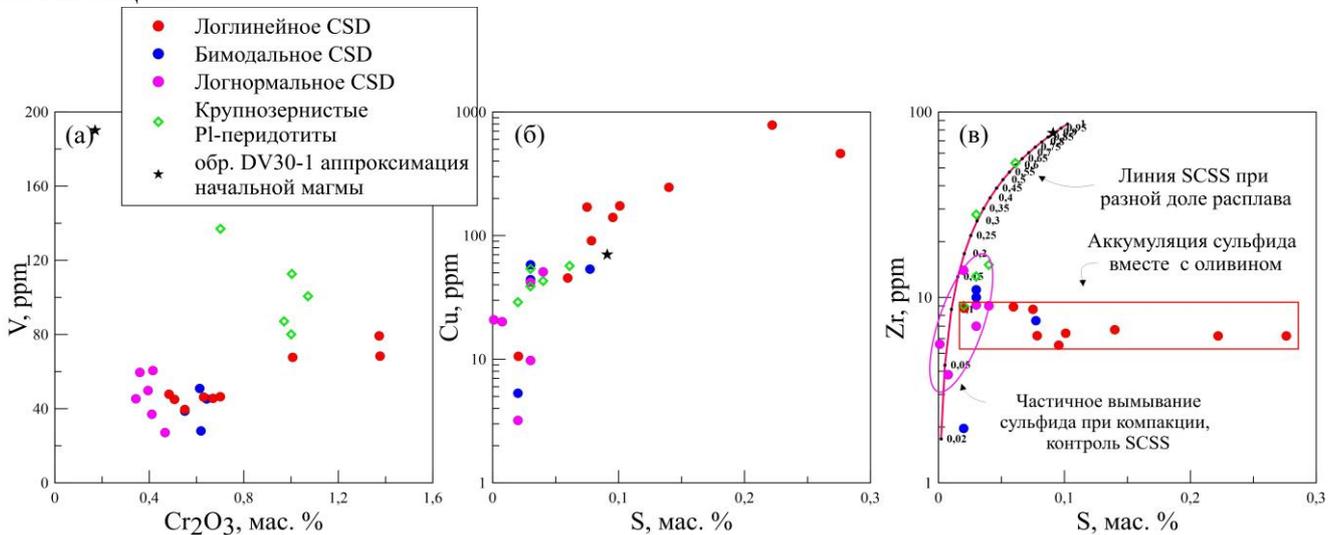


Рис. 5. Содержания V, Cr₂O₃, S, Cu, Zr в дунитах в зависимости от CSD оливина.

В разделе 2.3 даны CSD оливина в троктолитах (14 шт.) и плагиоверлитах (2 шт.) Йоко-Довыренского массива (рис. 6). Все CSD в троктолитах содержат (в разных пропорциях) популяции относительно мелких и крупных кристаллов. При этом нижняя часть разреза в целом характеризуется более пологим близким логлинейному CSD. Основная срединная часть троктолитового разреза, в том числе “верлитовый” горизонт, характеризуется в большей степени отчетливо бимодальным CSD. Стратиграфически выше, на уровне Главного платинометалльного рифа распределения оливина (рис. 6в) вновь более пологие и носят, скорее, логлинейный характер и делятся на два пучка разной крутизны в зависимости от содержания плагиоклаза.

Образование бимодальной популяции оливина в троктолитах может объясняться эффектом котектики, когда присоединение в кристаллизующую последовательность второй фазы вынуждает систему увеличить переохлаждение для ее зарождения относительно равновесного ликвидуса. Траектория кристаллизации может пролегать так, что вместе со второй увеличивается и скорость нуклеации первой фазы (Hort, Spohn, 1991a).

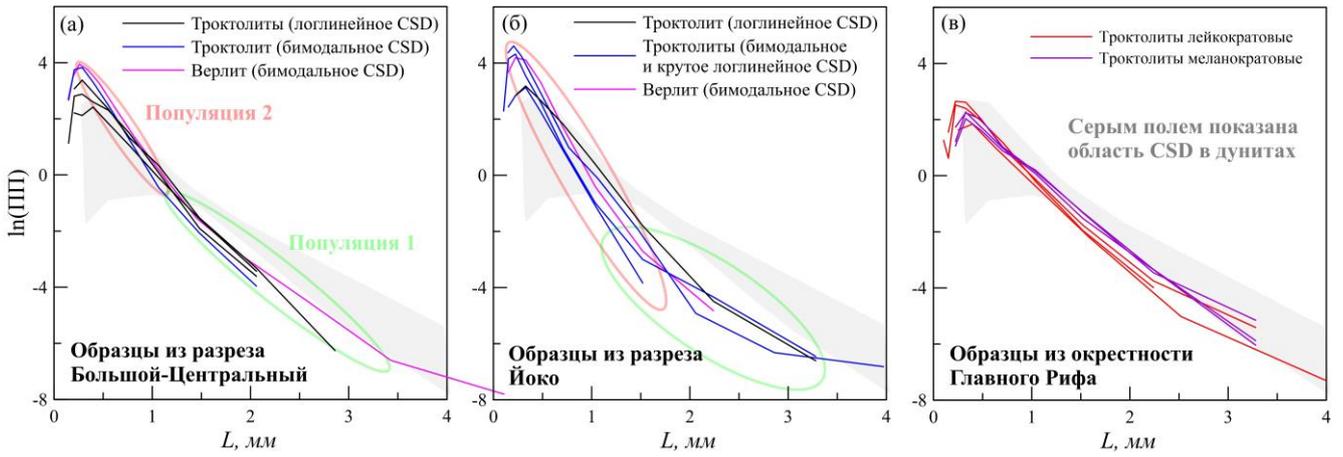


Рис. 6. CSD оливина в породах троктолитовой зоны.

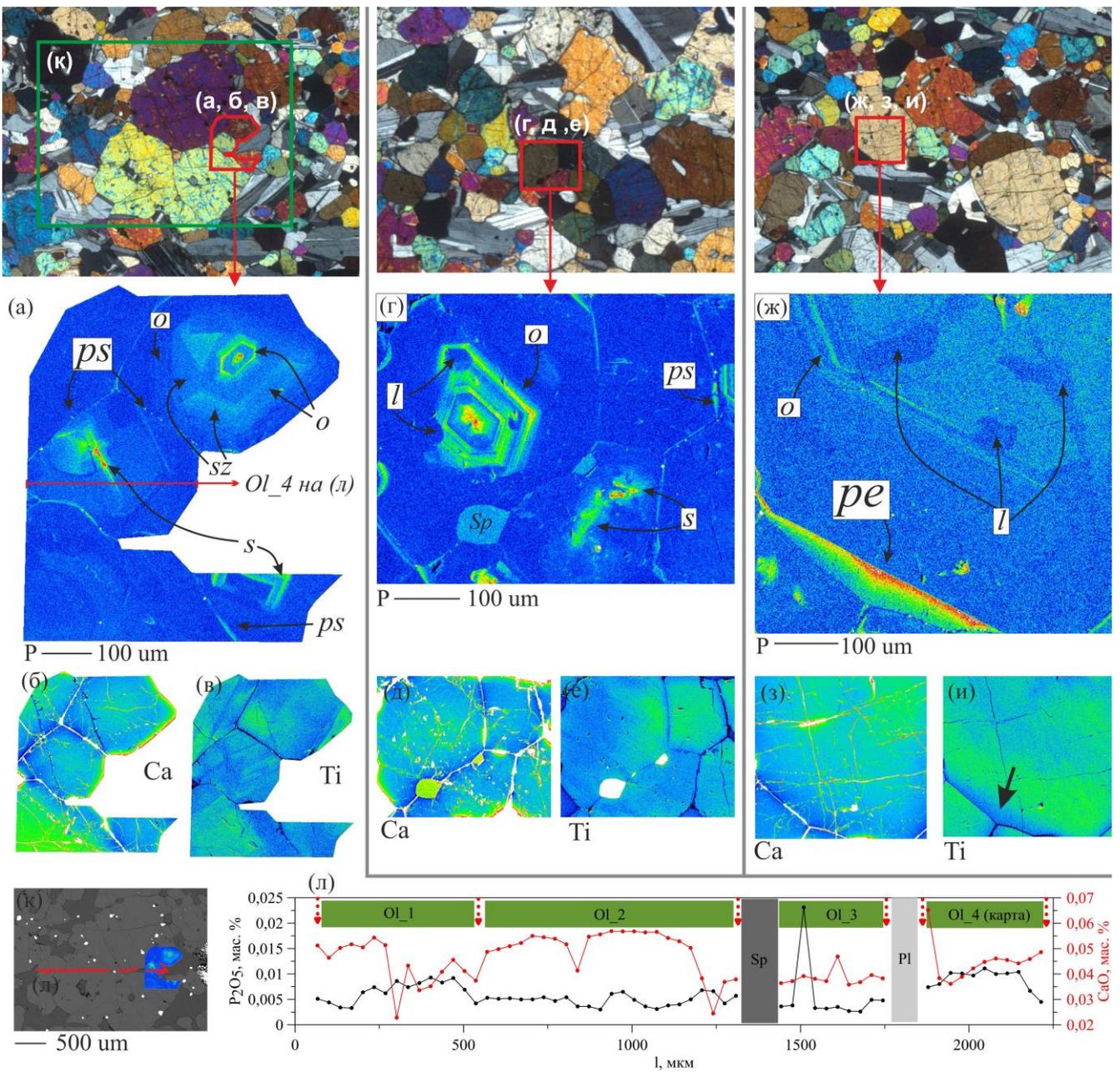


Рис. 7. Зональность по фосфору, кальцию и титану в оливине из троктолита с бимодальным CSD (обр. 16DV705-1).

Зональность оливина в троктолитах не менее информативна, чем в дунитах. Карты распределения примесных элементов в оливине сделаны для обр. 16DV705-1 (разрез Йоко, 248,8 м от контакта дунитов и троктолитов) с бимодальным CSD. Яркими чертами зональности являются следы скелетных или реберных кристаллов (*s* на рис. 7а,г), осцилляторные паттерны (*o* на рис. 7а,г,ж) и секториальность (*sz* на рис. 7а). Отчетливые “лагуны” обнаружены в крупном зерне (*l* на рис. 7ж), позднее они установлены в дунитах из Дунитового блока Мончегорского комплекса (*l* на рис. 11г ниже). Они могут быть следами углублений с захваченным при раннем росте и вытесненным позднее расплавом.

В троктолитах выявлена наиболее яркая обогащенная фосфором пора (*pe* на рис. 7ж) – она имеет вытянутую вдоль грани большого зерна форму. Концентрация фосфора в поре не однородна, асимметрична и имеет плавный градиент. Она максимальна у большого зерна и имеет здесь резкую границу, что означает резкое начало быстрого зарастания порового пространства. Поровый участок заметно обеднен титаном (рис. 7и), но граница здесь не такая резкая, что обусловлено его большей скоростью диффузии в кристалле.

Информативной представляется особенность зональности, которая на рис. 7а обозначена (*ps*). Граница зерен сечет зональность по фосфору (рис. 7а) и титану (рис. 7в) в кристалле из центральной части рисунка. Так как зональность соприкасающихся зерен не коррелирована (зоны нельзя продолжить через границу), можно отбросить вариант гетерогенного зарождения мелких зерен на большом зерне и дальнейшего совместного роста. При совместном росте, как правило, наблюдается индукционный характер границ, когда они оказываются зубчатыми, чего не видно в рассматриваемом случае. Таким образом, особенности зональности можно интерпретировать как следствие растворения зерен на контактах из-за избыточного давления в кристаллическом каркасе кумулуса, как и в случае с образцом дунита 09DV501-59 (*ps* на рис. 2а).

ГЛАВА 3. МОНЧЕПЛУТОН И КОМАГМАТИЧНЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ

В разделе 3.1 даются общие сведения о геологии и строении интрузивных тел Мончегорского комплекса, включающего Мончетундровский интрузив, Мончеплутон и ряд менее крупных тел, в том числе – пространственно сопряженные ультрамафиты Дунитового блока и глубинные перидотиты из скв. М1, вероятно, представляющие закристаллизованный фрагмент подводящей системы (Смолькин и др. 2022).

В разделе 3.2 представлены результаты измерений CSD оливина (20 образцов) из разностей плагиогарцбургитов перидотитового тела М1 (рис. 8а), обсуждается корреляция типов CSD с валовым составом пород.

Графические реконструкции для этих пород показали, что по составу их можно разделить на две группы, отвечающие двум линиям оливинового контроля – условно “Fo₉₁” и “Fo₈₉” (Рис. 8б). Первая указывает на наиболее примитивную магму. Расчеты по методу геохимической термометрии – ГХТ (Арискин, Бармина, 2000) с использованием программы Melts 1.2.0 (Ghiorso, Sack, 1995) дают начальную температуру этой магмы около 1500°C (при давлении 4 кбар в сухих

условиях). При этом установлено, что породы с логлинейным CSD оливина представляют именно этот наиболее примитивный материал (рис. 8в).

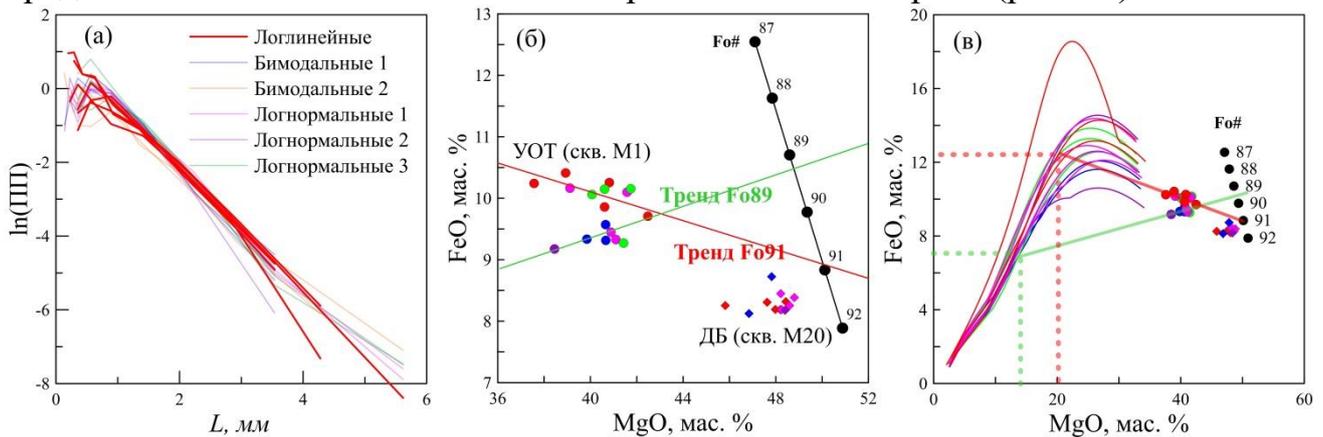


Рис. 8. Результаты исследований перидотитов из скв. М1: а) CSD оливина; б) демонстрация двух трендов ЛОК в координатах MgO-FeO; в) Расчетные линии эволюции состава расплавов при равновесной кристаллизации гарцбургитов М1 (траектории окрашены согласно типу CSD).

В разделе 3.3 даются CSD оливина (19 шт.), CSD хромита (11 шт.) и картины зональности оливина и хромита в дунитах и хромититах скважины М20, секущей Дунитовый блок. Установлено, что в дунитах, подстилающих хромититы рудного горизонта Сопчеозерского месторождения, доминируют две формы распределений: логлинейное с более крутым наклоном (рис. 9а) и более пологое логнормальное (рис. 9б). Среди дунитов с логнормальным CSD можно выделить один особенный образец (М20-233.3), который содержит наибольшую долю крупных зерен и который близок по распределению к двум наиболее крупнозернистым образцам перидотитов из скв. М1. Обращает внимание хорошее совпадение наклона функций логлинейных распределений в породах из скв. М1 и М20. Последнее обстоятельство свидетельствует о первично одинаковом режиме кристаллизации основной части оливина из образцов Дунитового блока и тела скв. М1.

Для некоторых дунитов, прилегающих близко к рудному телу снизу и сверху (М20-173.9; М20-150.4), установлены специфические формы CSD, где в области малых кристаллов наблюдается плато близких значений плотности популяции (рис. 9в). Они маркируют область перехода от «нормальных» дунитов, к области хромититов, хотя могут быть как несколько обогащены, так и обеднены хромитом (рис. 9г).

Образцы хромититов с некоторой долей рассеянного оливина дают два примера морфологии его зерен. Иногда оливин демонстрирует четкие границы с хромитом, но может включать также неправильной формы окаемки, которые подобно ойкокристиам включают зерна хромита (обр. М20-169.5). Для образца этого типа получены два CSD – по разметке включающей каймы и без них. Интересно, что CSD для измерения без ойкокристовых кайм близко по форме к образцу М20-164.5. Оба они имеют признаки бимодальной формы и отличаются небольшим смещением. Т.е. оливин до нарастания кайм в обоих образцах имеет одинаковую историю роста. Для образца М20-170.7 форма близка к логлинейной

и распределение является самым крутым (оливин наиболее мелкозернистый) для всех изученных образцов Мончеплутона. Наклон его совпадает с популяцией малых кристаллов бимодальных распределений M20-164.5 и M20-169.5 без кайм.

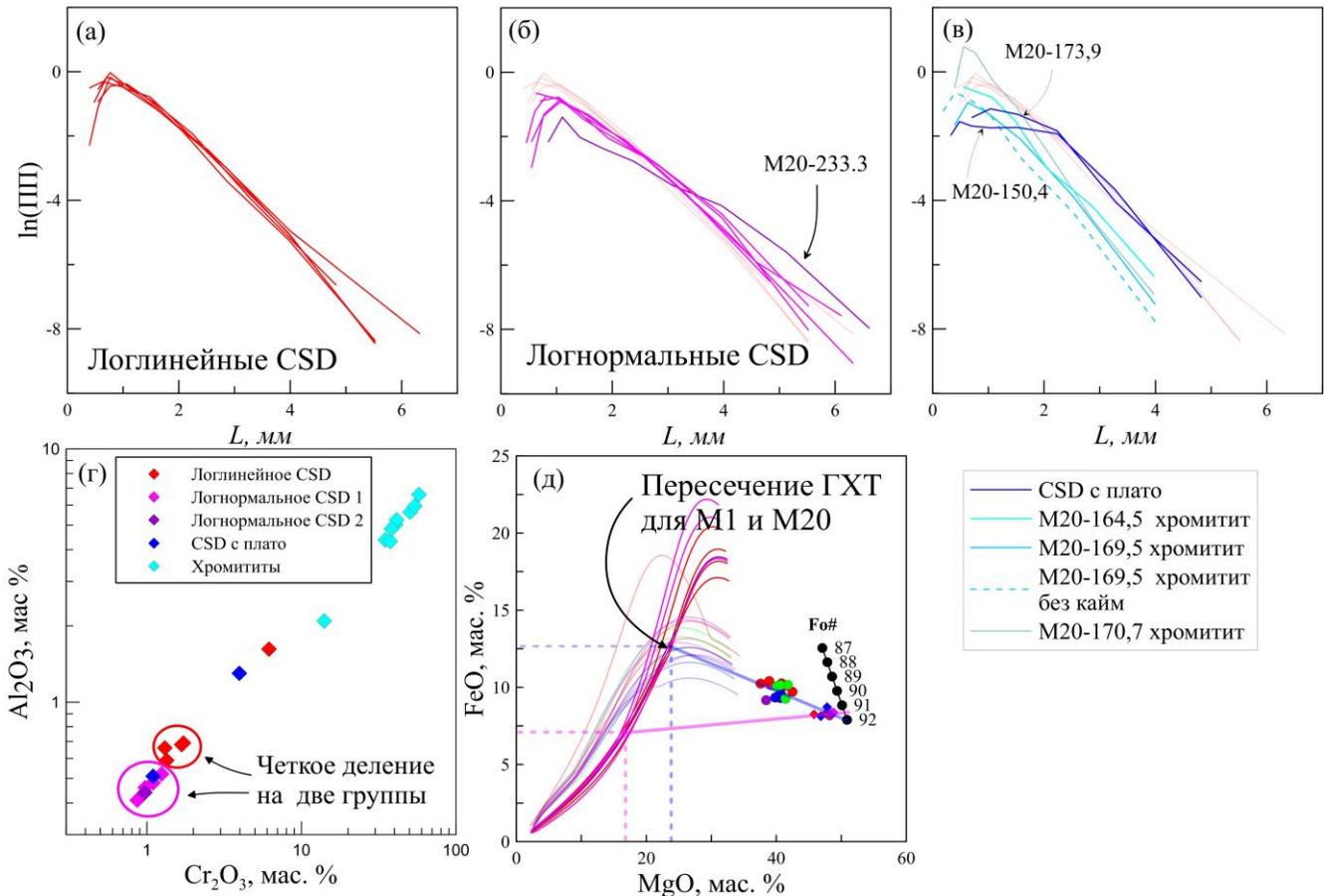


Рис. 9. Результаты исследований дунитов из скв. M20: а – в) CSD оливина из пород Дунитового блока; г) валовый состав пород; д) траектории модельной кристаллизации и ЛОК на фоне траекторий для пород из скв. M1.

В валовом химическом составе дунитов тоже хорошо проявлена бимодальность: дуниты с логлинейным CSD (рис. 9а) относительно богаче хромитом и соответственно Cr_2O_3 и Al_2O_3 (рис. 9г) по сравнению с дунитами с логнормальным CSD. Это свидетельствует о выносе хромита при одновременном образовании более пологого логнормального CSD оливина за счет растворения мелких зерен оливина. Данный пример близок к рассмотренному для дунитов Йоко-Довыренского массива. Отличие состоит в том, что в случае Дунитового блока, после растворения мелких зерен, существенного дорастания популяции не происходило, что отражается в сохранении наклона в области купных кристаллов. Геохимическая термометрия, выполненная для дунитов Дунитового блока, показывает несколько большие значения температуры (1550°C) по сравнению с породами скв. M1 и больший номер форстерита в равновесном оливине $\sim\text{Fo}_{92}$. Учитывая сходную историю первичной кристаллизации оливина из тела скв. M1 и Дунитового блока (согласно сходству CSD), можно предположить, что такое повышение магнезиальности в дунитах происходит уже после осаждения зерен в ходе уплотнения кумулуca. Это может сопровождаться появлением

неравновесного с первичными кристаллами расплава, обеспечивающего вынос хромита из некоторых областей кристаллической каши при фильтрации.

Для изучения CSD хромита в дунитах, подстилающих рудное тело, были выбраны по два образца с логлинейным и логнормальным CSD оливина. CSD хромита в них имеют бимодальную форму (рис. 10а). Популяция мелких кристаллов представлена хромитом, изолированным в оливине в виде включений. При этом более крупнозернистая популяция имеет соответственно более пологий наклон в породах с более пологим CSD оливина. Это согласуется с совместным их растворением.

Образец M20-150.4 тоже обеднен хромитом относительно рудных образцов, но отобран уже выше горизонтов хромититов, CSD оливина имеет плато. CSD хромита бимодальное (рис. 10б) и достаточно близко к таковым у логлинейных дунитов, но при этом в области малых кристаллов отличается меньшей плотностью популяции в силу почти полного отсутствия мелкого хромита в оливине. Возможно, здесь бимодальность свойственна собственно интерстициальной популяции. Образцы M20-173.9, -159,7, -155,5 обогащены хромитом относительно подстилающих дунитов, причем этот минерал находится в межзерновом пространстве часто в виде цепочек (в шлифе). В этих образцах CSD хромита в целом сходно и близко к логлинейному с отклонением в сторону бимодальности (рис. 10б), где вторая популяция мельче 0.2 мм. Отметим, что 0.1 мм – это размер наиболее мощной каймы хромита, наблюдаемой вокруг концентрической зоны включений. Таким образом, действительно вероятно присутствие двух популяций хромита, а смена режима кристаллизации сопровождается захватом водосодержащих минералов (биотита, амфибола), апатита и редких сульфидов.

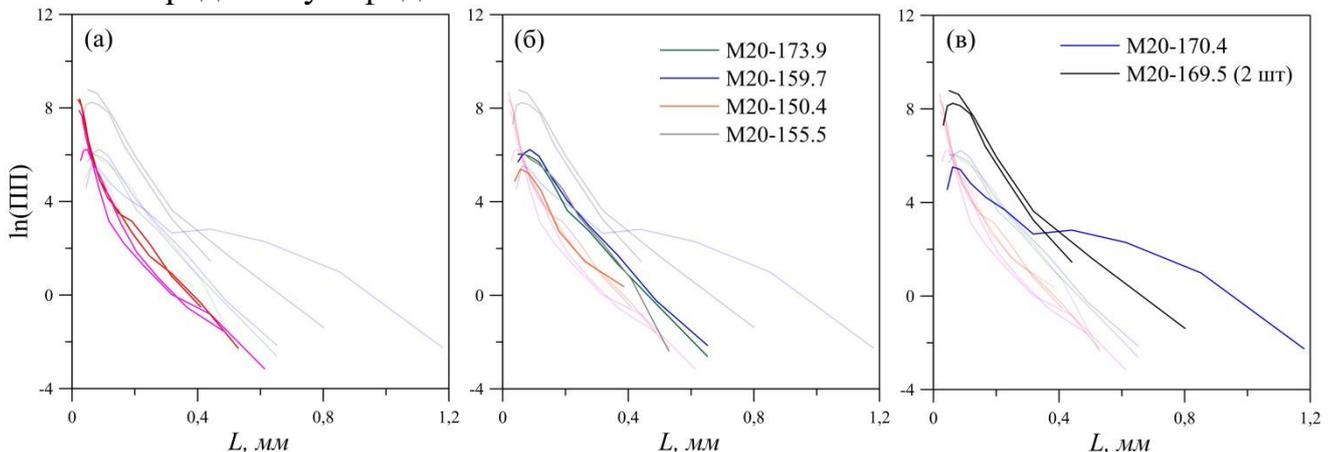


Рис. 10. CSD хромита в Дунитовом блоке: а) адкумуляты, подстилающие рудное тело, классифицированные согласно CSD оливина; б) образцы, близкие к рудному горизонту; в) рудные образцы.

Для рудных образцов (рис. 10в) охарактеризованы две разные популяции хромита. Первая представлена относительно мелкими кристаллами (обр. M20-169.5), которые погружены в ойкокрстовый оливин, и таким образом изолированы, а вторая – крупными кристаллами за пределами распространения силикатных фаз в участках практически мономинерального хромитита (обр. M20-

170.4). Мелкозернистые хромититы очень близки по форме распределения к хромиту, изученному в слегка обогащенных образцах, и отличаются в целом только сдвигом функции по горизонтали вместе с относительным увеличением доли мелкозернистой популяции. Крупнозернистые хромититы сложены в основном логнормальной популяцией крупного хромита, между зернами которого располагаются мелкие кристаллы, что дает в целом бимодальное распределение (рис. 10в). Интересно, что мелкозернистая популяция в массивных хромититах не совпадает по наклону с мелкозернистыми популяциями в других типах хромититов и обогащенных дунитов, а, скорее, близка по наклону к более крупнозернистой их части.

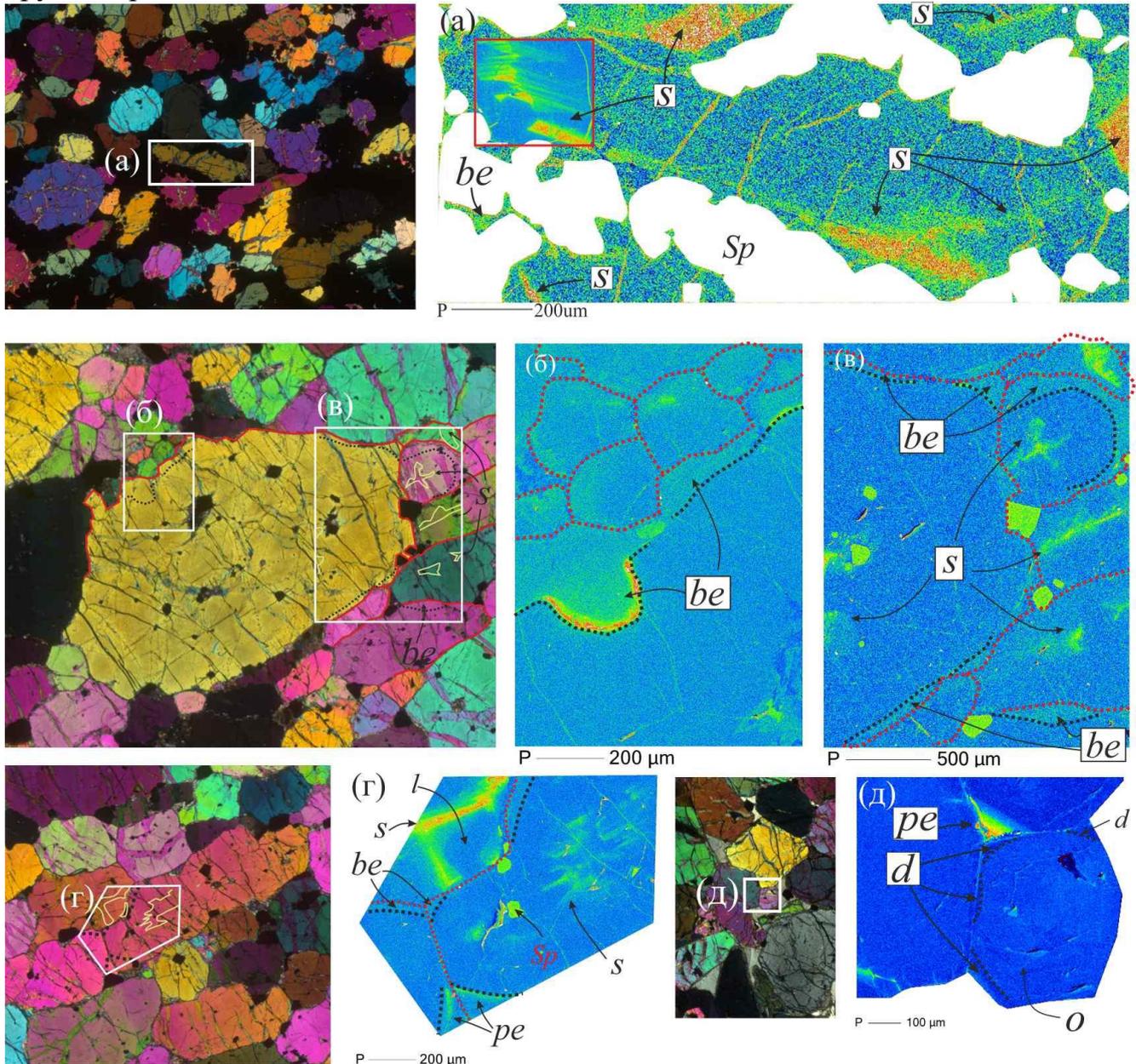


Рис. 11. Зональность по фосфору в оливине из образцов кумулатов Дунитового блока (а – г) и г. Травяная (д): а) обр. хромитита М20-170.7; б-г) обр. дунита М20-233.4; д) обр. дунита 18MP04-1. Красный пунктир – границы зерен, черный пунктир – границы до нарастания контрастных кайм.

Картина зональности оливина из дунита с логлинейным CSD оливина (обр. M20-233.4) содержит уже отмеченные для довыренских дунитов особенности, в частности, скелетные ядра (*s*), обогащение залеченных пор и границ (*pe*, *be*) и заливы (*l*) (рис. 11б-г). Скелетные ядра в оливине данного образца содержатся практически в каждом зерне за исключением самых маленьких (выше крупного кристалла на рис. 11б). Скелеты, очевидно, обуславливают вытянутый облик большинства кристаллов оливина в дунитах Дунитового блока. На (рис. 11б) видна залеченная впадина на краю зерна, обогащенная фосфором, которая представляет собой участок первично занятый кристаллом шпинели, выпавшим из минерала хозяина.

Образец хромитита M20-170.7, где вытянутое зерно ориентировано субпараллельно расслоенности, содержит обогащенное фосфором скелетное ядро (рис. 11а). Другие соседствующие кристаллы тоже содержат скелеты.

В разделах 3.4 и 3.5 дается характеристика CSD оливина дунитов и гарцбургитов из шахты №5 на г. Травяная на севере основной части массива (4 шт. на рис. 12а) и ксенолитов дунитов и гарцбургитов с г. Кумужья и Сопча (6 шт. на рис. 12б). CSD оливина пород г. Травяная имеет логнормальную форму (рис. 12а), что является результатом протекания перитектической реакции, когда происходило преимущественное растворение мелких зерен оливина. Результаты расчетов по методу геохимической термометрии и линия оливинowego контроля для расширенной выборки пород с г. Травяной указывают на равновесие с оливином близким к Fo₈₆, то есть состав расплава с содержанием около 12 мас. % MgO, при ~1330°C (рис. 12в). В зональности оливина по фосфору в дуните с г. Травяная хорошо видно обогащение поры (*pe* на рис. 11д), залеченной оливином. Также обращает внимание слабое обеднение фосфором на границе зерна (*d* на рис. 11д), что относится к признаку растворения в ходе перитектической реакции и ее отката с дорастанием оливина из-за подъема магмы и сброса давления. Таким образом, данный оливин, вероятно, имеет интрателлурическую природу.

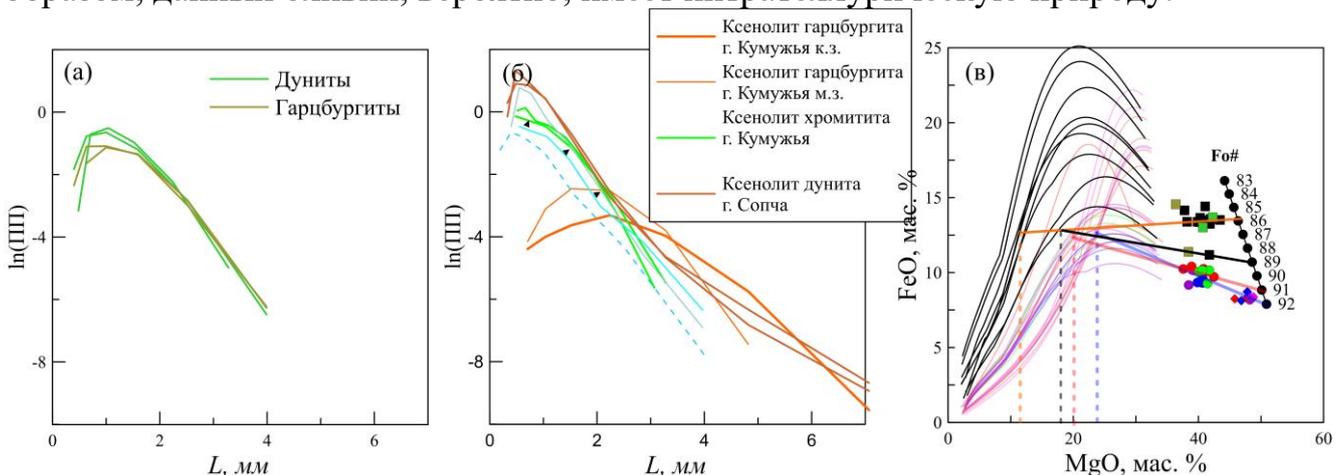


Рис. 12. а) CSD оливина из дунитов и гарцбургитов г. Травяная; б) CSD оливина из ксенолитов (голубым для сравнения CSD из рудного образца ДБ – рис. 9в); в) составы пород, траектории кристаллизации и ЛОК для пород горы Травяная на фоне рассмотренных выше пород из скв. M1 и M20 (черные квадраты – дополнительные образцы, цветные квадраты согласно CSD на (а)).

Два ксенолита пойкилитовых гарцбургитов г. Кумужья имеют логнормальное CSD оливина (рис. 12б). Более крупнозернистый из них согласуется по наклону и форме распределения с крупнозернистым логнормальным дунитом (обр. М20-233.3) из Дунитового блока и крупнозернистым гарцбургитом (обр. М1-2102,5) из ультраосновного тела М1.

Ксенолит хромита с г. Кумужья имеет CSD оливина логнормальной формы (рис. 12 б) без перегиба (экстремума), что чрезвычайно близко по форме к рассеянному среди хромита оливину из рудного интервала М20 (образцы М20-164.5, М20-169.5 без каймы) (голубые линии на рис. 12б). Это позволяет предполагать подобие истории их кристаллизации.

Ксенолит дунитов г. Сопча содержит оливин с бимодальным CSD (рис. 12б). Его крупнозернистая популяция близка по наклону к самым крупнозернистым образцам из скв. М1, М20 и крупнозернистому ойкокритовому ксенолиту г. Кумужьей. При этом мелкозернистая популяция почти идеально повторяет наклон самого крутого CSD оливина рассеянного среди хромита в рудном горизонте (обр. М20-170,7). Также распределение из ксенолита имеет определенное сходство по форме и диапазону размеров с бимодальными распределениями из лерцолитов массива Джиньчуань (Мао et al., 2018) и гарзитов из массива Рам (O'Driscoll et al., 2007).

ГЛАВА 4. ЛОВОЗЕРСКИЙ РАССЛОЕННЫЙ МАССИВ

В разделе 4.1 дается геологическое строение щелочного Ловозерского расслоенного массива, основной объем которого приходится на ритмично расслоенный дифференцированный комплекс (Буссен, Сахаров, 1972). Он содержит пачки, состоящие снизу вверх из уртитов, фойяитов и луювритов.

Для уртитов и близких по составу пород некоторых из этих пачек в разделе 4.2 дается CSD нефелина (21 шт.). Они представлены на рис. 13а, где сгруппированы по пачкам, которые нумеруются сверху вниз согласно (Герасимовский и др., 1966). В пачке I-1 CSD нефелина в основном логлинейные, реже бимодальные. В рудоносной (лопарит) пачке I-4 три распределения являются бимодальными, два логлинейные. Вероятно, в этой пачке виден эффект сортировки кристаллов при оседании. В рудоносной пачке II-4 CSD нефелина в основном логлинейное, реже бимодальное. Пачка II-5 характеризуются довольно однородным по разрезу бимодальным CSD нефелина с преобладанием мелкой популяции, за счет чего распределение в целом круче всех предыдущих.

Зональность нефелина дает бимодальную картину, которая проявлена в наличии ядер, содержащих включения эгирина, и ассоциации кайм с более мелкими и однородными зернами, обогащенными железом (рис. 13б). Поздние каймы без железа появляются после начала кристаллизации эгирина в кумулусе.

Бимодальность CSD и зональности нефелина объясняется, возможно, кристаллизацией первой популяции с ламелями эгирина в более глубокой камере и образованием второй популяции нефелина, обогащенной железом, при подъеме магмы. Это подтверждается моделированием адиабатического сброса давления в

расплаве (рис. 13в), полученном геохимической термометрией в Melts 1.2.0 для составов нефелиновых пород из литературы (Буссен, Сахаров, 1972).

Также в этом разделе даны полученные CSD лопарита, апатита и их зональность.

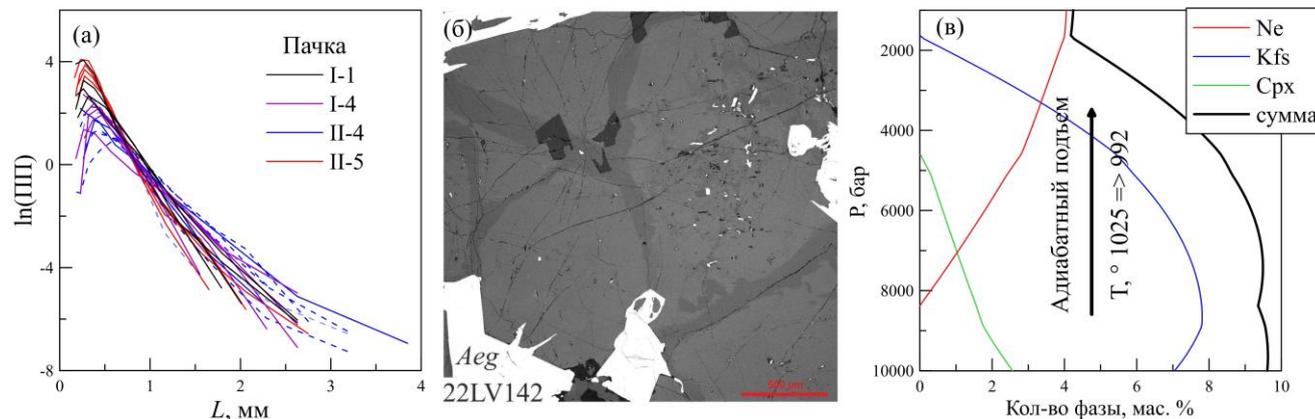


Рис. 13. а) CSD нефелина из горизонтов I-1, I-4, II-4, II-5, полученные в образцах автора и образцах, предоставленных для анализа Михайловой Ю.А. (обозначены пунктиром); б) пример зональности нефелина горизонта II-4, где в крупном кристалле содержатся включения эгирина; светло-серый цвет – повышенное содержание железа, тусклая кайма – пониженное; в) модельная эволюция фазового состава магмы при адиабатическом подъеме.

ГЛАВА 5. КИНЕТИЧЕСКИЙ И ДИНАМИЧЕСКИЙ КОНТЕКСТ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

В разделе 5.1.1 содержится предлагаемая модификация кинетической модели (Spohn et al., 1988), на основе закона пропорционального роста из (Mydlarz, Jones, 1993). Особенность модификации состоит в том, что константа «а» в уравнении (Mydlarz, Jones, 1993) заменена отношением $\frac{\Delta T_{Umax}}{\Delta T}$. Скорость роста зависит от размера кристалла и переохлаждения согласно следующему уравнению:

$$U' = U \left(1 - \exp \left(- \frac{\Delta T_{Umax}}{\Delta T} * (R + R_{min}) \right) \right), \quad (3)$$

где U' – реальная линейная скорость роста, ΔT_{Umax} – переохлаждение пика скорости роста, ΔT – текущее переохлаждение, R – радиус кристалла, R_{min} – минимальный радиус, чтобы скорость роста не обращалась в нуль для зародыша. Таким образом, реальная скорость роста становится зависимой от размера кристалла, текущего переохлаждения и кинетической скорости роста при данном переохлаждении. При таком подходе вблизи температуры ликвидуса эффект пропорционального роста вырождается и все кристаллы растут с одинаковой скоростью. Обновленная модель производит логлинейное CSD, которое по форме согласуется с природным (рис. 14е).

В разделе 5.1.2 обсуждается эффект скелетной кристаллизации при эволюции CSD. В разделе 5.1.3 показано на материале диссертации, что обогащение оливина фосфором нельзя объяснить моделью Бартон-Прима-Слихтера (Burton et al., 1953) для обогащения диффузионного слоя у кристалла, а, значит, происходит повышение коэффициента распределения относительно равновесного.

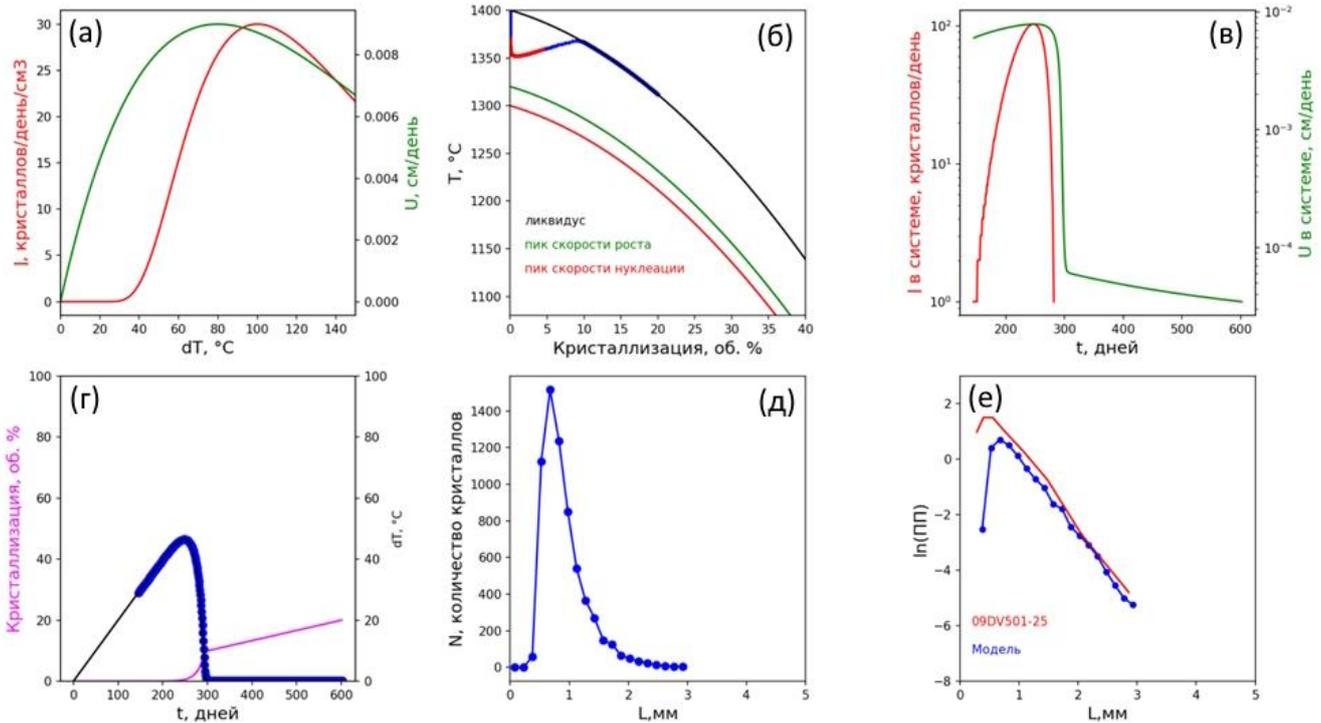


Рис. 14. Расчет модифицированной модели (Spohn et al., 1988) при постоянном тепловом потоке, использующей кинетические функции скорости нуклеации и роста (а) с пиками при $\Delta T = 100$ и 80 °C соответственно. Показаны изменение температуры системы в течение кристаллизации (б), эволюция параметров со временем (в, г), и модельное CSD (д, е). На (в) показана кинетическая скорость роста U , из которой по уравнению (3) рассчитывается реальная скорость U' в зависимости от радиуса кристалла R и текущего переохлаждения ΔT .

В разделе 5.2.1 обобщается, что во многих изученных образцах видно присутствие интрателлурической популяции, принесенной в камеру магмой. Признаки этого включают бимодальное CSD кумулюсных фаз и зональность зерен. В разделе 5.2.2 показана роль зависимости режима верхнего погранслоя магматической камеры от вязкости расплава, что отражается в различном переохлаждении, которое создается, когда в этом слое образуются и срываются вниз вглубь камеры гидродинамически нестабильные суспензии (Brandeis, Jaupart, 1986). Переохлаждение при срыве таких суспензий, вероятно, может достигать 60 °C и более, за счет чего весь кумулюсный оливин маловязкой магмы Дунитового блока Мончеплутона может содержать скелетные ядра (рис. 15г).

В разделе 5.2.3 обсуждается роль внедрений новых порций горячей магмы (рис. 15а) между кумулюсом и основным объемом магмы в камере по модели (Huppert, Sparks, 1980) в образовании некоторых особенностей довыренских дунитов с высокомагнезиальной линией оливинового контроля Fo_{88} (рис. 4а). Данные особенности включают бимодальное распределение кристаллов оливина по размеру (рис. 1б) и скелетные ядра некоторых кристаллов, выявляемые в зональном распределении фосфора (рис. 2а,в).

Раздел 5.3 посвящен компактизации кристаллической каши, которая происходит по механизму растворения под давлением (рис. 15е), которое может сопровождаться образованием неравновесного с первичной кристаллической ассоциацией

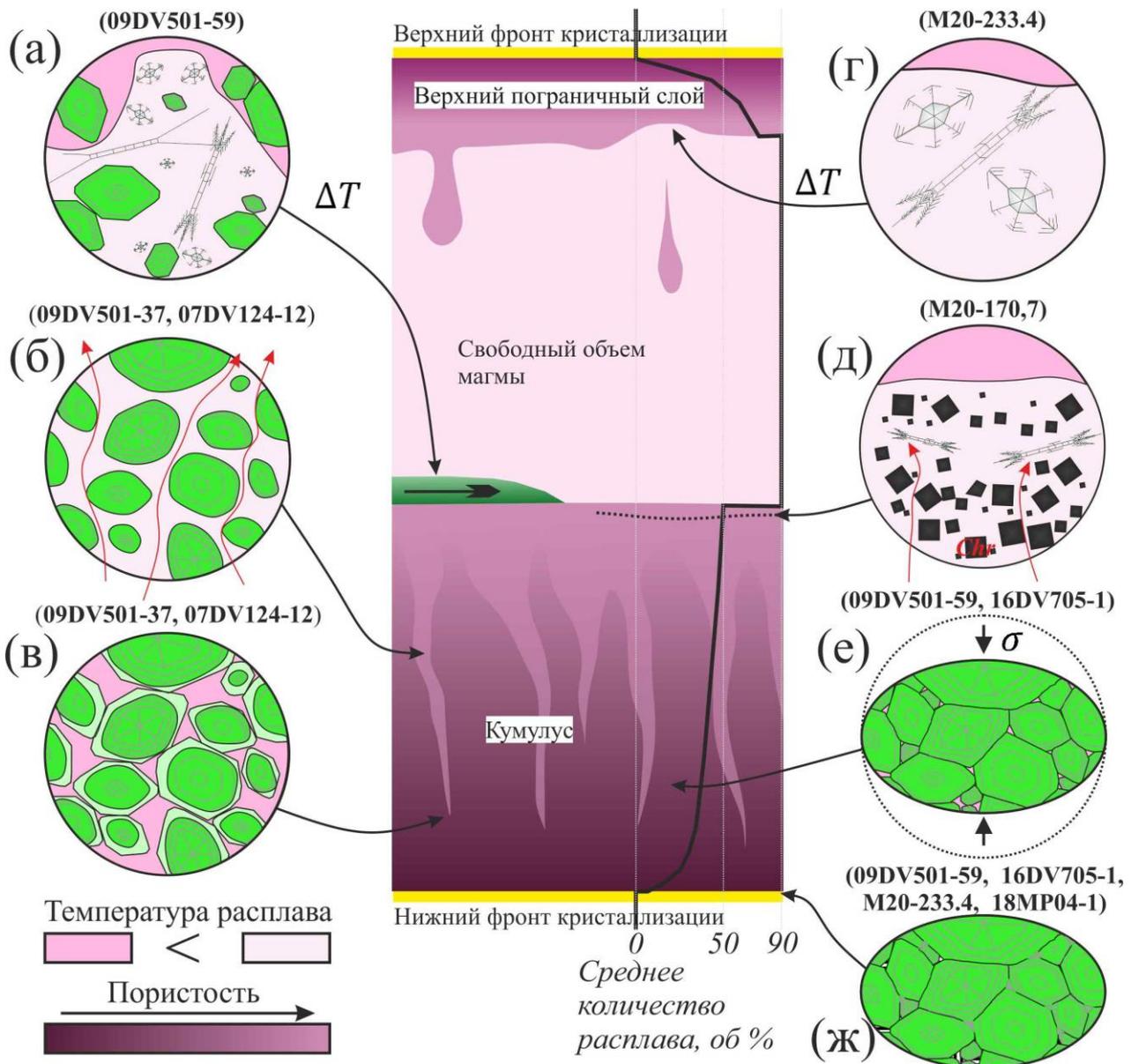


Рис. 15. Схематичная компиляция некоторых теоретических представлений о строении вертикального разреза плоской протяженной магматической камеры, где показаны ее основные регионы: верхний пограничный слой, свободный объем и кумулус, зажатые между нижним и верхним фронтами кристаллизации. В этом контексте даны врезки, поясняющие образование описанной в работе фосфорной зональности оливина: а) образование скелетных кристаллов оливина при внедрении высокотемпературной магмы между кумулусом и свободным объемом камеры; б) фокусированная фильтрация расплава при компактизации, вынос Sf, Chr (согласно Соболев и др., 2024); в) дораствание после прекращения фильтрации; г) образование скелетных кристаллов оливина при срыве верхнего пограничного слоя; д) отложение хромитов и рост скелетных кристаллов оливина вблизи верхней границы кумулуса; е) компактизация кристаллической каши за счет растворения под давлением, отжим расплава; ж) зарастание последних пор кумулуса. ΔT – предполагаемый высокий температурный градиент, σ – избыточный стресс в кристаллическом каркасе кумулуса, вызванный более высокой плотностью твердых фаз по отношению к поровому расплаву. В скобках даны номера изученных образцов, содержащих характерную зональность.

расплава, что характерно для Дунитового блока Мончеплутона. Неравновесность фильтрующегося расплава и кристаллического каркаса может обеспечиваться вторым фактором – первичной температурной гетерогенностью кристаллической каши, как в случае дунитов Йоко-Довыренского массива (Ariskin et al., 2018). Фильтрующийся расплав выносит содержащиеся в кумулусе рассеянные фазы – несмесьимый сульфидный расплав и хромит – и частично растворяет оливин (рис. 15б), что отмечается по логнормальному CSD и резорбции зональности (рис. 3а, в). После прекращения фильтрации, в случае если компакция кристаллической каши изгоняет не весь интерстициальный расплав, оливин может дорасти (рис. 15в), что отмечено в Йоко-Довыренском массиве. Здесь наклон логнормального CSD в области больших кристаллов выполаживается (рис. 1в) относительно первичных логлинейных распределений (рис. 1а). В адкумулатах дунитового блока Мончеплутона значительного дорастания оливина не происходит, так как компакция на момент прекращения фильтрации уже приводит к предельному уплотнению кристаллического каркаса. Наклон логнормального CSD (рис. 9б) для больших кристаллов в целом отвечает первичному логлинейному (рис. 9а). Фильтрация расплава происходит фокусированно. Это обосновывается через сопоставление масштаба фокусированных структур, получаемых в двухмерных моделях (Connolly, Podladchikov, 2007), где он составляет первые метры, и полевых наблюдений. В последних установлено, что перемежающиеся участки дунитов с логлинейным CSD оливина (первичные) и логнормальным CSD (следы фильтрации) имеют размеры от десятков сантиметров до метров.

Из обнаруженного частичного выноса рудных компонентов при фильтрации расплава наверх, логично следует возможность их отложения выше по разрезу с образованием стратиформных скоплений хромита (рис. 15д) или сульфидных рифов. При этом, чем выше пористость кристаллической каши, тем все больший масштаб характерен для фокусировки (Connolly, Podladchikov, 2007), которая в пределе вблизи поверхности кумулуса может вырождаться и переходить к фильтрации сплошным фронтом. Учитывая вывод о неравновесности фильтрующегося расплава с кристаллической ассоциацией, полученной из начальной магмы, делается предположение, что поверхность кумулуса может служить одним из вариантов геохимического барьера для отложения рудных фаз. Здесь встречаются контрастные по составу расплавы (фильтрующийся из кумулуса и расплав свободного объема камеры).

Завершается раздел обсуждением впервые обнаруженного обогащения фосфором оливина, замещающего поры в кумулусе (*ре* на рис. 2, 7, 11) на нижнем фронте полной кристаллизации (рис. 15ж). Так как обогащение фосфором происходит при быстром росте оливина, значит, поры начинают зарастать резко. Наиболее отчетливо данное явление выявлено в адкумулатах, содержащих минимальное количество интеркумулусных фаз. Обозначено противоречие с представлением, что адкумулаты образуются при очень медленном остывании кристаллической каши. Сформулирован вывод, что процесс их образования скорее контролируется мощностью накопленного кумулуса, в то время как тепловой режим последних стадий затвердевания не сильно отличается для мезо- и адкумулатов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные выводы работы:

1. В примитивных кумулатах Йоко-Довыренского, Мончегорского и Ловозерского расслоенных массивов установлены три типа распределения кристаллов по размеру: логлинейное, бимодальное и логнормальное. Логлинейное распределение является первично ростовым, образованным без резких ускорений охлаждения. Бимодальное распределение в большинстве случаев является признаком резкого ускорения охлаждения и дополнительной нуклеации, причинами которых могут быть контакт контрастных по температуре магм с разной степенью их смешения и адиабатическая декомпрессия.

2. Кумулаты ранних стадий формирования расслоенных серий включают интрателлурические кристаллы, которые привнесены магмой в камеру и могут в некоторых случаях слагать практически всю популяцию кумулуса. Для Довырена и Мончеплутона однозначно установлено присутствие интрателлурического оливина. В Ловозерском массиве нефелин всех изученных горизонтов, вероятно, также имеет в основном интрателлурическую природу, причем он делится на две популяции – образованную в промежуточной камере и кристаллизовавшуюся на стадиях подъема и интродуцированную магмы.

3. Для высокотемпературных пикритоидных и коматиитовых магм начальный этап кристаллизации в камере (сразу после образования зародышей) происходит при достаточно высоких переохлаждениях – до 60°C. При этом основная масса кристаллов оливина имеет признаки скелетного, реберного или осцилляторного режимов роста, которые записаны в разнообразии типов зональности по фосфору. В некоторых случаях зарастание скелетов может преобразовывать первично логлинейное CSD в сторону кажущейся бимодальной или логнормальной формы. При этом в обоих случаях наклон кривой распределения относительно первичного CSD повышается, а модифицированную форму распределения уже нельзя связать с ускорением кристаллизации или частичным растворением исходной популяции.

4. Учитывая теоретические предпосылки для снижения энергетического барьера гомогенной нуклеации (раздел 1.2.1) и наблюдения признаков высоких переохлаждений на начальном этапе роста, можно предполагать, что гомогенная нуклеация (без затравки) может быть важным механизмом зарождения массы кристаллов, как в пограничном слое, так и в основном объеме камеры. Поэтому доступное количество затравок никак не влияет на интенсивность нуклеации в магме. При таком подходе возможно использование модифицированной модели (Spohn et al., 1988) для объяснения образования популяций с логлинейным CSD. Предложенная модель рассматривает кристаллизацию в условиях гомогенной нуклеации, учитывает тепловой поток из системы, зависимость скорости роста от размера кристаллов при высоких переохлаждениях, а также вырождение этой зависимости вблизи ликвидуса, когда все кристаллы растут с одинаковой скоростью.

5. Компакция “каши” кумулюсных кристаллов и расплава происходит по механизму растворения под давлением и может сопровождаться образованием неравновесного с первичной кристаллической ассоциацией расплава, который, при фильтрации сквозь вышележащие слои, способен выносить растворенные акцессории (сульфиды, хромит). Для оливина при этом происходит частичное растворение в сфокусированном потоке расплава и в части случаев дорастание, что продуцирует логнормальное CSD. Этот механизм проявлен в CSD дунитов Йоко-Довыренского массива, Мончегорского массива и дунит-коматиитовом комплексе Маунт Кит в Западной Австралии. В случае Дунитового блока Мончеплутона, наряду с признаками выноса хромита, наблюдаются свидетельства его последующего переотложения, которые можно связать с образованием стратиформных хромититов Сопчеозерского месторождения.

6. Прекращение компакций кумулюсов происходит резко – на некоторой критической для данного температурного поля пористости. В этот момент начинается быстрое зарастание межзерновых пор, фиксация интеркумулюсового расплава и, возможно, продуктов силикатно-сульфидной несмесимости. Быстрый рост оливина в порах обнаруживается по сильному обогащению этих участков фосфором.

СПИСОК РАБОТ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Статьи:

1. **Соболев С.Н.**, Арискин А.А., Николаев Г.С., Пшеницын И.В.. Три типа распределения кристаллов оливина по размеру в дунитах Йоко-Довыренского массива как сигналы различной истории их кристаллизации // Петрология. 2024. Т. 32. № 4. С. 509–526.

2. **Соболев С.Н.**, Арискин А.А., Николаев Г.С., Пшеницын И.В. Распределения кристаллов по размеру как ключ к эволюции протокумулуса в расслоенных массивах: эксперименты, расчеты и практика определения CSD // Петрология. 2023. Т. 31. № 6. С. 649–665.

3. Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Фиорентини М., Николаев Г.С., Кислов Е.В., Пшеницын И.В., Япаскерт В.О., **Соболев С.Н.** Петрология, геохимия и происхождение сульфидоносных и эпг-минерализованных троктолитов из зоны Конникова в Йоко-Довыренском расслоенном интрузиве// Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 5–6. С. 748–773.

4. Ariskin A.A., Tessalina S.G., Kostitsyn Y.A., Pshenitsyn I.V., **Sobolev S.N.**, Nikolaev G.S. Kislov E.V. Re-Os Systematics in the Layered Rocks and Cu-Ni-PGE Sulfide Ores from the Dovyren Intrusive Complex in Southern Siberia, Russia: Implications for the Original Mantle Source and the Effects of Two-Stage Crustal Contamination // Minerals. 2023. V. 13 P. 1356. doi: 10.3390/min13111356.

5. Pshenitsyn I.V., Ariskin A.A., Korost D.V., **Sobolev S.N.**, Yapaskurt V.O., Nikolaev G.S., Kislov E.V. X-ray Computed Tomography of PGE-Rich Anorthosite from the Main Reef of the Yoko–Dovyren Layered Massif // Minerals. 2023. V.13. P. 1307, doi: 10.3390/min13101307.

Материалы и избранные тезисы конференций:

1. Соболев С.Н. Логлинейное распределение кристаллов по размеру: как решить одну из петрологических задач столетия? // Материалы XXV международной конференции посвященной 300-летию Российской академии наук, «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле», 30 сентября – 2 октября, 4 октября 2024. Москва, ИГЕМ РАН, 2024. С. 235–237.

2. Соболев С.Н., Арискин А.А., Соболев А.В., Батанова В.Г., Япаскерт В.О., Пшеницын И.В., Николаев Г.С., Грошев Н.Ю. Зональность в кумулятивном оливине по фосфору: режим компакции и ускоренная кристаллизация в порах кумулятов // Сборник тезисов докладов XIII Международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов», 10–12 апреля 2024. Москва, ЦНИГРИ 2024. С. 352–354.

3. Соболев С.Н. Компакция с растворением под давлением в магматических кашах расслоенных интрузивов: признаки в распределении кристаллов по размерам и зональности кумулюсных фаз // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2024» [Электронный ресурс], 12–26 апреля 2024. Москва, МОО СИПНН, 2024. https://lomonosov-msu.ru/archive/Lomonosov_2024/data/32223/166552_uid155319_report.pdf

4. Соболев С.Н., Пшеницын И.В., Арискин А.А. Разнообразие анортозитовых пород Йоко-Довыренского массива и возможные физико-химические причины их особенностей // Материалы XXIV международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле», 25 сентября – 1 октября 2023. Москва, ИГЕМ РАН, 2023. С. 268–270.

5. Соболев С.Н., Михайлова Ю.А. CSD и сопряженная зональность нефелина, лопарита и апатита в нефелиновых породах дифференцированного комплекса Ловозерского массива // Сборник статей конференции «Щелочной и кимберлитовый магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов и алмазов», 11–15 сентября 2023. Апатиты, Изд. ФИЦ КНЦ РАН, 2023. С. 361–366. doi: 10.37614/978-5-91137-500-3.073

6. Соболев С.Н., Япаскерт В.О., Соболев А.В., Батанова В.Г., Арискин А.А., Пшеницын И.В., Грошев Н.Ю. Зональность оливина по фосфору и другим примесным элементам в ультрамафитах Йоко-Довыренского и Мончегорского интрузивов // Материалы VIII Всероссийской конференции с международным участием «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал», 30 августа – 8 сентября 2023. Новосибирск, ИПЦ НГУ, 2023. С. 184–185.

7. Соболев С.Н., Арискин А.А., Пшеницын И.В., Грошев Н.Ю. Корреляции петроструктурных и геохимических сигналов накопления сульфидов и хромита в дунитах Йоко-Довыренского массива и Мончегорского плутона // Сборник тезисов докладов XII Международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов», 11–14 апреля 2023. Москва, ЦНИГРИ 2023. С. 450–454.

8. Соболев С.Н. Количественный анализ структур кумулатов расслоенных интрузивов, как ключ к пониманию динамики таких магматических систем // Материалы XII международной школы по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука (ISES-2022), 7–19 сентября 2020. Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 88.

9. Соболев С.Н. Петроструктурные маркеры в кумулатах и их генетическое значение // Материалы конференции «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал», 29 августа – 3 сентября 2022. Апатиты, Изд. ФИЦ КНЦ РАН, 2022. С. 101–104.

10. Соболев С.Н. Причины разнообразия CSD в кумулатах на основе исследований в Йоко-Довыренском и Ловозерском массивах и обзора мировых данных // Материалы Международного Молодежного Научного Форума «ЛОМОНОСОВ-2021», [Электронный ресурс], 12 - 23 апреля 2021, Москва, МАКС Пресс, 2021. https://lomonosov-msu.ru/archive/Lomonosov_2021/data/22058/131995_uid155319_report.pdf

11. Соболев С.Н. Гранулометрия оливина из зоны дунитов Йоко-Довыренского расслоенного интрузива: следствия компакциии магматической каши // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2020». [Электронный ресурс], 10-27 ноября 2020, Москва, МАКС Пресс, 2020. https://lomonosov-msu.ru/archive/Lomonosov_2020/data/19277/114549_uid155319_report.pdf

12. Соболев С.Н., Арискин А.А., Николаев Г.С., Пшеницын И.В. CSD нефелина и лопарита из уртит-фойяит-луявритовой пачки расслоенной серии Ловозерского плутона // Материалы двадцать первой международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле», 21-23, 25 сентября 2020. Москва, ИГЕМ РАН, 2020. С. 240–242.

13. Соболев С.Н., Арискин А.А., Бухарев А.Ю., Тарквини С., Пшеницын И.В., Николаев Г.С., Шкурский Б.Б. CSD оливина в дунитовой зоне Йоко-Довырена: связь с геохимией и динамикой компакциии кристаллической каши // Материалы XII международной школы по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука (ISES-2020), 11–15 сентября 2020. Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 54.

14. Соболев С.Н., Шкурский Б.Б., Япаскерт В.О., Арискин А.А., Бухарев А.Ю. Петроструктурный подход в анализе условий образования дунит-троктолитовой части разреза Йоко-Довыренского массива // Материалы всероссийской конференции «Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи», Посвященной 120-Летию со дня рождения выдающегося российского ученого академика Д.С. Коржинского, 7–9 октября 2019. Москва, ИГЕМ РАН, 2019. С. 212–213.

15. Соболев С.Н., Шкурский Б.Б., Япаскерт В.О., Арискин А.А., Бухарев А.Ю. Петроструктурные характеристики кумулатов нижней части разреза Йоко-Довыренского массива // Материалы конференции «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал», 16–20 сентября 2019. Иркутск, изд. "Оттиск", 2019. С. 279–284.

16. Sobolev S., Ariskin A., Tarquini S., Pshenitsyn I., Nikolaev G., Shkurskii B. Genetic interpretation of CSD for olivine through the dunite section of the Dovyren layered intrusion: linking with geochemistry and probable dynamics of the cumulate mush // Materials of «22nd EGU General Assembly», held online 4-8 May. Pub Date: May 2020. id. 11377, doi: 10.5194/egusphere-egu2020-11377