СОДЕРЖАНИЕ

Том 28, номер 4, 2020

90-летний юбилей Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук 339

Состав ильменита как индикатор условий формирования промышленно-алмазоносных и безрудных кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции

А. В. Каргин, А. А. Носова, Л. В. Сазонова, Е. В. Пересецкая, Ю. Ю. Голубева, Н. М. Лебедева, В. В. Третяченко, В. А. Хвостиков, Ж. П. Бурмий 341

Фенокристы оливина и пироксена как источники информации о первичном расплаве и его коровой эволюции на примере пикродолеритовых интрузивов с возрастом 2.40 млрд лет Кольско-Норвежского террейна, Северная Фенноскандия

К. Г. Ерофеева, А. В. Самсонов, А. В. Степанова, Ю. О. Ларионова, Е. О. Дубинина, С. В. Егорова, А. А. Арзамасцев, Е. В. Ковальчук, В. Д. Абрамова 370

Силикатная жидкостная несмесимость как результат феннеровского типа дифференциации толеитовых магм вулкана Ван-Тянь (Северо-Восточный Китай)

О. А. Андреева, И. А. Андреева, В. В. Ярмолюк, Ji Jianqing, Zhou Xin, С. Е. Борисовский 393

Влияние скорости осаждения на изотопный состав ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ и $\delta^{88}Sr$) карбонатов построек поля Лост Сити (Срединно-Атлантический хребет, 30° с.ш.)

Е. О. Дубинина, А. Ю. Крамчанинов, С. А. Силантьев, Н. С. Бортников 413

Реакционные микроструктуры в абиссальных перидотитах на 17°04′–17°10′ с.ш. Срединно-Атлантического хребта

А. Н. Перцев, В. Е. Бельтенев 431

Вниманию авторов 446

ПЕТРОЛОГИЯ, 2020, том 28, № 4, с. 339–340

90-ЛЕТНИЙ ЮБИЛЕЙ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

Проблемы образования магматических, метаморфических и метасоматических пород всегда были в числе главных научных направлений фундаментальных исследований в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН). В развитии этих направлений институт имеет богатые исторические традиции, заложенные трудами выдающихся его представителей, таких как академики Ф.И. Левинсон-Лессинг, А.Н. Заварицкий, А.Е. Ферсман, Д.С. Белянкин, А.Г. Бетехтин, Д.С. Коржинский и ряд других крупных ученых. Успешным петрологическим исследованиям способствуют не только сложившиеся научные школы, но и разноплановая аналитическая база института. Основы, заложенные в фундаментальных трудах ученых ИГЕМ в прошлом столетии, с развитием новых прецизионных, в том числе локальных методов исследования вещества и теоретических расчетных моделей петрологических процессов, получили новое звучание в настоящем. Тесное взаимодействие научных коллективов различной специализации, использование современной аналитической базы – позволяет выдвигать и разрабатывать новые актуальные научные направления, решать важнейшие прикладные задачи.

В настоящем выпуске журнала представлены результаты исследований, которые были получены при ведущем участии молодых сотрудников института. Эти работы, опирающиеся на комплексы современных методов и подходов, в той или иной степени отражают основные направления петрологических исследований, проводимых в настоящее время в разных лабораториях ИГЕМ РАН.

Статья А.В. Каргина с соавторами “Состав ильменита как индикатор условий формирования промышленно-алмазоносных и безрудных кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции” представляет оригинальное исследование проблемы петрологии кимберлитов и степени их алмазоносности на основе изучения элементов – примесей в ильмените из кимберлитов различных трубок Архангельской алмазоносной провинции. Выявленные закономерности можно использовать при оценке продуктивности кимберлитовых тел при проведении прогнозно-поисковых работ. Эта статья продолжает крупные исследования, начатые в лаборатории петрографии института под руководством акад. О.А. Богатикова и докт. геол.-мин. наук В.А. Кононовой.

Статья К.Г. Ерофеевой с соавторам “Фенокристы оливина и пироксена как источники информации о первичном расплаве и его коровой эволюции на примере пикродолеритовых интрузивов с возрастом 2.40 млрд лет Кольско-Норвежского террейна, Северная Фенноскандия” предлагает решение фундаментальной проблемы, связанной с расшифровкой состава первичного расплава и его коровой эволюции для палеопротерозойских внутриплитных пикродолеритов Северной Фенноскандии на основе детального изучения элементного состава, изотопно-геохимических характеристик и минеральных включений в фенокристах оливина и клинопироксена. Эта работа развивает традиции изучения петрологии базитовых магм, заложенные в лаборатории петрографии такими выдающимися исследователями, как академики А.Н. Заварицкий, Г.Д. Афанасьев, О.А. Богатиков, и в дальнейшем продолженные коллективом сотрудников лаборатории под руководством докт. геол-мин. наук Е.В. Шаркова.

Статья О.А. Андреевой с коллегами “Силикатная жидкостная несмесимость как результат фен-

неровского типа дифференциации толеитовых магм вулкана Ван-Тянь (Северо-Восточный Китай)" демонстрирует возможность расшифровки эволюции толеитовых расплавов на основе изучения расплавных включений в минералах базальтов щитовой постройки вулкана Ван-Тянь, Северо-Восточный Китай. Данные по расплавным включениям и расчетные модели позволяют расшифровать последовательность дифференциации расплава по феннеровскому тренду, который завершается ликвацией с образованием кислой и железистой силикатных жидкостей. Результаты этой работы отвечают важному направлению исследований, которое развивал акад. В.И. Коваленко в лаборатории редкометального магматизма, необходимых для создания генетической концепции связи оруденения с магматизмом в континентальных областях.

В статье Е.О. Дубининой с соавторами "Влияние скорости осаждения на изотопный состав ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ и $\delta^{88}Sr$) карбонатов построек поля Лост Сити (Срединно-Атлантический хребет, 30° с.ш.)" по результатам аналитических работ и расчетным моделям показано, что величины $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ и $\delta^{88}Sr$ не отвечают изотопному равновесию карбонатов с водой гидротермальных растворов в карбонатных отложениях гидротермального поля Лост Сити, Атлантика. Это объясняется кинетикой гидротермального осаждения карбонатов, которое происходит на фоне градиентов температуры, pH и состава растворов. Геохимия стабильных изотопов – сравнительно "молодое" направление, успешно развиваемое в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии под руководством чл.-корр. Е.О. Дубининой и востребованное при расшифровке генезиса магматических, метаморфических и метасоматических пород и разнообразных типов руд.

В статье А.Н. Перцева и В.Е. Бельтенева "Реакционные микроструктуры в абиссальных перидотитах на 17°04′–17°10′ с.ш. Срединно-Атлантического хребта" на основании детальных петрографических и локальных геохимических исследований абиссальных перидотитов Срединно-Атлантического хребта выявлены и изучены следы интерстициального расплава среди минералов реститовой ассоциации. Эта работа, выполненная в лаборатории минералогии, продолжает традицию петрологических исследований пород океанов по материалам программы глубоководного бурения, начатую в ИГЕМ РАН под руководством докт. геол.-мин. наук Ю.И. Дмитриева.

Таким образом, представленные статьи для настоящего юбилейного выпуска показывают успешное развитие петрологического направления в ИГЕМ РАН на базе новых подходов и методов, соответствующих мировому уровню исследований.

А.В. Самсонов

Ответственный редактор выпуска

ПЕТРОЛОГИЯ, 2020, том 28, № 4, с. 341–369

УДК 552.323.6

СОСТАВ ИЛЬМЕНИТА КАК ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННО-АЛМАЗОНОСНЫХ И БЕЗРУДНЫХ КИМБЕРЛИТОВ АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ[1]

© 2020 г. А. В. Каргин[a, b, *], А. А. Носова[a, b], Л. В. Сазонова[c], Е. В. Пересецкая[a, b, c], Ю. Ю. Голубева[d], Н. М. Лебедева[a, b], В. В. Третяченко[e], В. А. Хвостиков[f], Ж. П. Бурмий[f]

[a] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

[b] *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия*

[c] *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия*

[d] *Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия*

[e] *Вилюйская ГРЭ АК "АЛРОСА " ПАО, Архангельск, Россия*

[f] *Институт проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН, Черноголовка, Московская обл., Россия*

**e-mail: kargin-igem@mail.ru*

Поступила в редакцию 23.11.2019 г.
После доработки 24.12.2019 г.
Принята к публикации 29.12.2019 г.

Для выявления механизмов образования кимберлитовых магм промышленно-алмазоносных и безрудных кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции и роли Fe-Ti компоненты в этом процессе изучался состав ильменита из кимберлитов месторождения им. В. Гриба и безрудных кимберлитов трубок Степная (аномалия 688) и ЦНИГРИ-Архангельская (К3а), Кепинское поле. Установлено, что при переходе от высокоалмазоносных кимберлитов к безрудным в ильменитах происходит уменьшение концентраций Mg, Ti, Cr, Ni, Cu на фоне увеличения содержаний Fe (как Fe^{3+}, так и Fe^{2+}), Nb, Ta, Zr, Hf, Zn, V. Выявлено, что наиболее контрастно ильмениты различаются по содержанию Nb и Zr и их корреляции с Mg и Cr. В ильменитах из кимберлитов трубки им. В. Гриба содержание Zr не превышает 110 ppm, тогда как в ильменитах из кимберлитов Кепинского поля – более 300 ppm. Кристаллизация ильменита из кимберлитов трубки им. В. Гриба происходила в условиях увеличения фугитивности кислорода, что может быть связано с ассимиляцией метасоматизированных мантийных перидотитов, тогда как кристаллизация ильменита в безрудных кимберлитах Кепинского поля происходила в условиях постоянной фугитивности кислорода, а их состав контролировался, в первую очередь, процессами фракционной кристаллизации. Выявленные отличия хорошо согласуются с расчетными моделями фракционной кристаллизации и ассимиляции. Полученные результаты позволили предположить эволюцию кимберлитовых расплавов, объясняющую появление алмазоносных и безрудных кимберлитов. Кимберлитовые расплавы алмазоносных кимберлитов формировались на этапах становления магмопроводящей системы, когда расплавы интенсивно взаимодействовали с окружающей литосферной мантией. Такая ситуация могла возникнуть либо на ранних стадиях проработки транспортного канала, либо в условиях локального растяжения и быстрого подъема расплава, препятствовавшего кристаллизации фенокристов и обеспечившего подъем большого количества захваченного ксеногенного материала. Формирование расплавов безрудных кимберлитов Кепинского поля происходило тогда, когда литосферная мантия в зоне прохождения кимберлитовых расплавов была уже геохимически переуравновешена с ними либо в условиях, обеспечивших задержку в ходе подъема расплава и кристаллизацию фенокристов оливина и других фаз.

Ключевые слова: Архангельская алмазоносная провинция, кимберлит, ильменит, мантийный метасоматоз, мегакристы, индикаторные минералы, алмазоносность кимберлитов

DOI: 10.31857/S0869590320040056

ВВЕДЕНИЕ

Кимберлиты – уникальные породы щелочно-ультраосновного магматизма, они имеют важное промышленное значение, являясь коренным источником алмаза. Их изучение вносит большой вклад в исследования мантии Земли. Состав кимберлитов широко варьирует и зависит от уровня мантийной и коровой контаминации, потери ле-

[1] Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869590320040056 для авторизованных пользователей.

тучих и степени поздних преобразований, проходящих под воздействием собственной флюидной фазы, сопровождающей становление кимберлитовых тел (например, Mitchell, 1995; Price et al., 2000; Kopylova et al., 2007; Kamenetsky et al., 2012; Sparks, 2013 и ссылки в них). Исследования кимберлитов показывают, что оливин, гранат, флогопит, клинопироксен, ильменит и др. минералы, которые выносятся кимберлитами в виде отдельных кристаллов, сростков или их фрагментов, не кристаллизовались из кимберлитового расплава, сформировавшего трубку взрыва, а, возможно, представляют собой:

– дезинтегрированные фрагменты мантийных пород, которые претерпели многочисленные метасоматические преобразования под воздействием различных по составу агентов, в том числе и кимберлитов (например, Erlank et al., 1987; Griffin et al., 1999; Gregoire et al., 2003; Burgess, Harte, 2004; Костровицкий и др., 2013; Bussweiler et al., 2018 и ссылки в ней);

– ассоциацию минералов-мегакристов (кристаллов размером более 1 см, например, Boyd, Nixon, 1975; Mitchell, 1995), происхождение которых часто связывают с начальными или подготовительными этапами образования кимберлитовых магм (см. обзор в Kargin et al., 2017a; Bussweiler et al., 2018);

– антекристы – минералы, кристаллизовавшиеся из эволюционировавших кимберлитовых магм, не дошедших до поверхности и застывших на мантийных глубинах (например, Giuliani et al., 2014, 2016).

Эти минералы могут образовывать индивидуальные зерна, сростки и мантийные ксенолиты. Например, среди ксенолитов в кимберлитах широко распространены ильменит-пироксеновые симплектитовые сростки с графическими структурами, указывающими на котектическую кристаллизацию этих минералов (Rawlinson, Dawson, 1979), что было подтверждено экспериментально (Mitchell, 2004).

В контексте прогнозно-поисковой геологии эти минералы принято выделять как индикаторные минералы кимберлитового магматизма, а особенности их состава использовать для оценки промышленного потенциала кимберлитов (Gurney, Zweistra, 1995; Wyatt et al., 2004; Костровицкий и др., 2006; Гаранин и др., 2009; Carmody et al., 2014; Castillo-Oliver et al., 2017). Ильменит является одним из наиболее широко распространенных индикаторных минералов кимберлитов. В кимберлитах ильменит встречается в виде отдельных зерен различного размера (включая мегакристы), поликристаллических сростков, так называемых желваков, входит в состав различных мантийных и коровых ксенолитов, формирует сростки с другими минералами мегакристной ассоциации, а также включения в них и в алмазе (например, Boyd, Nixon, 1975; Moore, 1987; Sobolev et al., 1997; Kostrovitsky et al., 2004; Гаранин и др., 2009; Голубкова и др., 2013; Ashchepkov et al., 2014). Среди ксенолитов, содержащих ильменит, широко распространены:

– ильменитовые перидотиты, в которых ильменит может быть рассеян или образовывать прожилки; они могут трассировать этап ильменитового метасоматоза литосферной мантии (например, Саблуков et al., 2000; Moore, 1987; Ashchepkov et al., 2014; Castillo-Oliver et al., 2017; Xu et al., 2018) или быть кумулатами базитовых магм, формировавших крупные магматические провинции (например, Rehfeldt et al., 2007);

– мантийные жильные парагенезисы типа MARID (слюда–K-амфибол–рутил–ильменит–диопсид) и PIC (флогопит–ильменит–клинопироксен) (Dawson, Smith, 1977; Moore, 1987; Gregoire et al., 2003; Fitzpayne et al., 2018a, 2018b), или ильменит-флогопитовые (ильменитовые глиммериты) парагенезисы (например, Ashchepkov et al., 2014; Соловьева и др., 2019);

– полимиктовые брекчии (Zhang et al., 2001; Giuliani et al., 2013, 2014).

Считается, что кристаллы ильменита в кимберлитовой матрице, в том числе мегакристы, являются дезинтегрированными фрагментами более крупных желваков или фрагментами ильменитсодержащих мантийных ксенолитов (например, Moore, 1987; Ashchepkov et al., 2014; Castillo-Oliver et al., 2017; Xu et al., 2018).

При интерпретации природы ильменита в кимберлитах существует несколько подходов. Первый основан на том, что большая часть ильменита образовалась в ходе мантийного метасоматоза, протекавшего до внедрения кимберлитовых трубок (например, Castillo-Oliver et al., 2017; Xu et al., 2018 и ссылки в них), при этом этот метасоматоз не был связан с генерацией алмаза (Xu et al., 2018), а его связь с формированием кимберлитов не очевидна. Второй подход основан на том, что образование ильменита, в том числе в составе полимиктовых брекчий, связано с кимберлитовыми или протокимберлитовыми магмами (например, Moore, 1987; Giuliani et al., 2014; Ashchepkov et al., 2014; Fitzpayne et al., 2018a). A. Moore (1987) предположил, что ильменит мог быть сформирован в ходе кристаллизации кимберлитового расплава в виде пегматоидных жил или апофиз, сопровождающих основные объемы кимберлитовых магм на мантийных глубинах. В таком случае широкие вариации состава ильменита согласуются с моделями изобарической фракционной кристаллизации

ильменита и других минералов мегакристной ассоциации (Moore, 1987; Moore et al., 1992).

Исследования состава ильменита также расшифровывают механизмы формирования кимберлитовых магм и их последующую эволюцию. Изучение ильменита из кимберлитов Якутии (Ashchepkov et al., 2014) показало несколько этапов эволюции кимберлитового расплава – от ранних стадий, на которых в мантии происходило формирование транспортного канала для подъема кимберлитовых расплавов при их взаимодействии с литосферной мантией и образования "высокотемпературных" перидотитов, по модели (Griffin et al., 1999), до поздних стадий, где ведущую роль играли процессы фракционной кристаллизации и ассимиляции мантийного вещества. Исследования ксенолитов мантийных полимиктовых брекчий из кимберлитов Южной Африки показывают, что ильменит мог образоваться в ходе кристаллизации из некоторого расплава, обогащенного Fe-Ti-Cr (Zhang et al., 2001), и закристаллизовавшегося в мантии. Таким расплавом мог быть кимберлитовый (Pokhilenko, 2009). Позже в работах (Giuliani et al., 2013, 2014) было показано, что такими расплавами были эволюционировавшие S, Fe-Ti, K – обогащенные кимберлитовые или протокимберлитовые расплавы.

Также важными для понимания источника агентов Fe-Ti мантийного метасоматоза и формирования ильменита являются ксенолиты MARID и PIC типа. Ксенолиты PIC типа могли сформироваться в ходе прогрессивного мантийного метасоматоза перидотитов, а их геохимические характеристики указывают на равновесие с кимберлитовыми расплавами (Gregoire et al., 2003; Fitzpayne et al., 2018a, 2018b). В свою очередь, содержащие ильменит ксенолиты типа MARID трассируют метасоматоз литосферной мантии под воздействием обогащенных водой расплавов (обзор в Fitzpayne et al., 2018a), которые могли образовываться в ходе субдукционных событий. Исследование ильменит-флогопитовых парагенезисов в мантийных ксенолитах из кимберлитов трубки Удачная, Якутия (Соловьева и др., 2019), показало, что ильменит является кумулятивным минералом остаточных низкотемпературных расплавов, образованных после кристаллизации основного объема низкохромистых мегакристов. Эти процессы проходили в ходе единого кимберлитообразующего цикла (Костровицкий и др., 2013; Соловьева и др., 2019).

Изучение состава мегакристов, в том числе ильменита, из кимберлитов трубки им. В. Гриба позволило предположить (Kostrovitsky et al., 2004), что высоко-Mg, -Cr, -Ti мегакристы имеют генетическую связь с кимберлитовыми расплавами. Вариации их состава объясняются с позиции эволюции кимберлитовых расплавов и метасоматического преобразования литосферной мантии (Костровицкий и др., 2013). Геохимические и изотопно-геохимические (Rb-Sr и Sm-Nd) исследования мегакристов ильменита из кимберлитов трубки им. В. Гриба (Голубкова и др., 2013) подтвердили их генетическую связь с протокимберлитовыми магмами.

В настоящей работе был изучен состав ильменита из кимберлитов месторождения им. В. Гриба и ксенолитов ильменитовых перидотитов из них, а также ильменит из весьма убого алмазоносных кимберлитов трубок ЦНИГРИ-Архангельская (К3а) и Степная (аномалия 688) Кепинского поля (все – Зимнебережный алмазоносный район Архангельской алмазоносной провинции, Россия). Охарактеризованы основные факторы, определяющие вариации состава ильменита, протестированы модели фракционной кристаллизации и ассимиляции, влияющие на состав ильменита, рассмотрена возможность использования состава ильменита в рамках оценки степени продуктивности кимберлитов, а также предложена модель эволюции расплавов для алмазоносных кимберлитов трубки им. В. Гриба и безрудных кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Архангельская алмазоносная провинция (ААП) расположена в северной части Восточно-Европейского кратона (рис. 1) и включает в себя более 90 трубок взрыва и гипабиссальных тел кимберлитов и родственных щелочно-ультрамафических пород, включая щелочные пикриты, оливиновые мелилититы, ультрамафические лампрофиры – карбонатиты (Beard et al., 2000; Третяченко, 2008; Сазонова и др., 2015; Ларионова и др., 2016 и ссылки в них). Щелочно-ультрамафические породы ААП по составу принято разделять на две серии: (1) глиноземистую и (2) железо-титанистую (Саблуков и др., 2000; Кононова и др., 2007), которые по А.В. Лапину (2004) более целесообразно рассматривать как минералого-геохимические типы. Первая включает в себя кимберлиты, щелочные пикриты Золотицкого и Верхотинского полей (комплексов), а также фельдшпатоидные пикриты и оливиновые мелилититы Чидвинско-Ижмозёрского, Ненокского и Суксомского полей (рис. 1). Железо-титанистые кимберлиты и щелочные пикриты расположены в центральной и северной частях АПП (рис. 1) и включают в себя породы Черноозерского (труб-

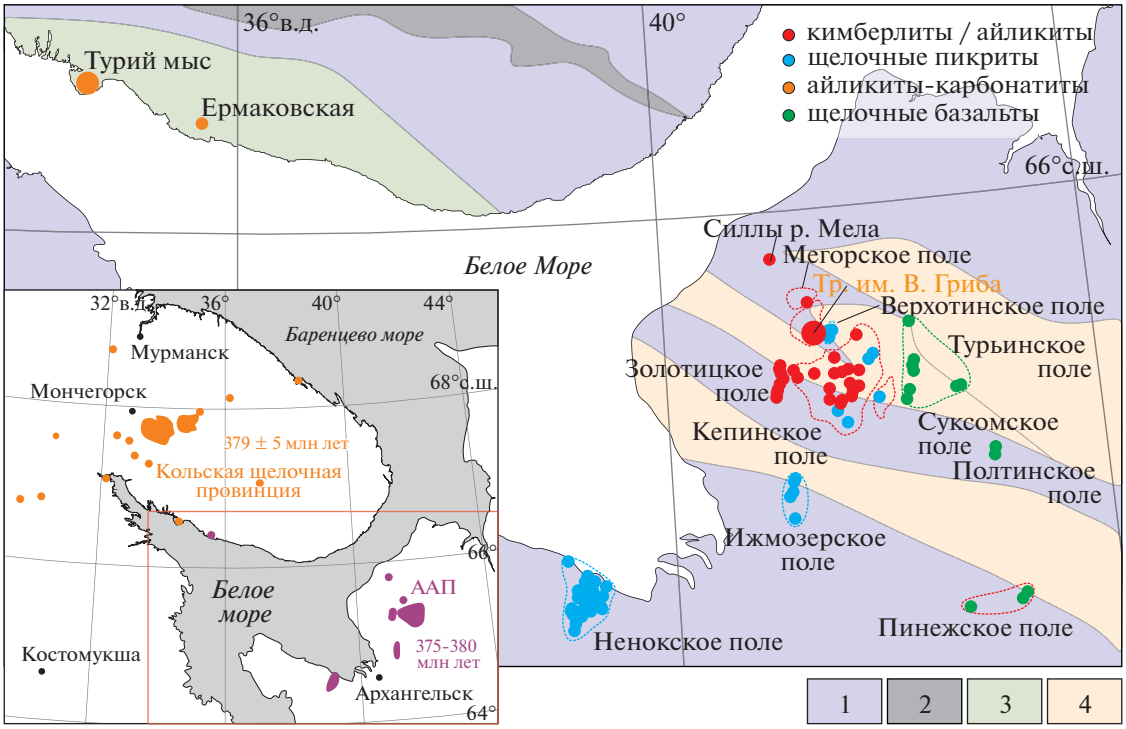

Рис. 1. Схематическая карта, демонстрирующая распределение девонских магматических пород северо-восточной части Восточно-Европейской платформы с положением проявлений щелочно-ультрамафического магматизма, согласно (Третяченко, 2008; Арзамасцев, Ву, 2014).
Возрасты провинций указаны согласно (Арзамасцев, Ву, 2014; Ларионова и др., 2016). 1–4: докембрийская кора (Bogdanova et al., 2016): 1 – архейская кора, переработанная в пределах Лапландско-Кольского коллизионного орогена; 2 – палеопротерозойские вулканические пояса и осадочные бассейны (2.50–1.95 млн лет); 3 – палеопротерозойская кора (1.83–1.82 млн лет); 4 – авлакогены, внутрикратонные бассейны (1.50–0.70 млн лет).

ка им. В. Гриба), Кепинского, Мегорского и Мельского полей. Алмазоносные кимберлиты ААП представлены глиноземистыми кимберлитами Золотицкого (месторождение им. М.В. Ломоносова) и железо-титанистыми кимберлитами Черноозерского (трубка им. В. Гриба) полей (Третяченко, 2008, 2018). По своим петрографическим, геохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам породы Кепинского поля и трубки им. В. Гриба близки к кимберлитам группы 1 Южной Африки, тогда как кимберлиты Золотицкого поля имеют промежуточные изотопно-геохимические характеристики между кимберлитами группы 1 и 2 Южной Африки (Кононова и др., 2007).

Возраст внедрения алмазоносных кимберлитов составляет от 380 ± 2 до 375 ± 2 млн лет (Ларионова и др., 2016), что совпадает с наибольшим числом датировок щелочно-ультраосновных магматических комплексов Кольской щелочной провинции (379 ± ± 5 млн лет по (Арзамасцев, Ву, 2014)) (рис. 1), включая дайки щелочно-ультрамафических лампрофиров Кандалакши и Терского берега (Kramm et al., 1993). Возраст формирования безрудных кимберлитов ААП в настоящее время прецизионными изотопными методами не установлен. В обзоре (Ларионова и др., 2016) приводятся единичные Rb-Sr датировки для пород Кепинского поля 397 ± 1.2 млн лет и 393 ± 8 для пород Мельского поля (силлы реки Мела). Данные оценки возраста перекрываются с временем формирования долеритовых даек – 393 ± 5 млн лет (Арзамасцев, Ву, 2014), расположенных в северо-восточной части Кольской щелочной провинции (губа Ивановская). Геологические и фаунистические данные определяют очень широкий интервал формирования пород ААП: от раннего девона до раннего карбона (410–340 млн лет, Третяченко, 2008; Ларионова и др., 2016). Если безрудные кимберлиты Кепинского и Мельского полей действительно формировались раньше, чем алмазоносные кимберлиты Золотицкого поля и трубки им. В. Гриба, то в ААП имело место двухэтапное проявление щелочно-ультрамафического магматизма.

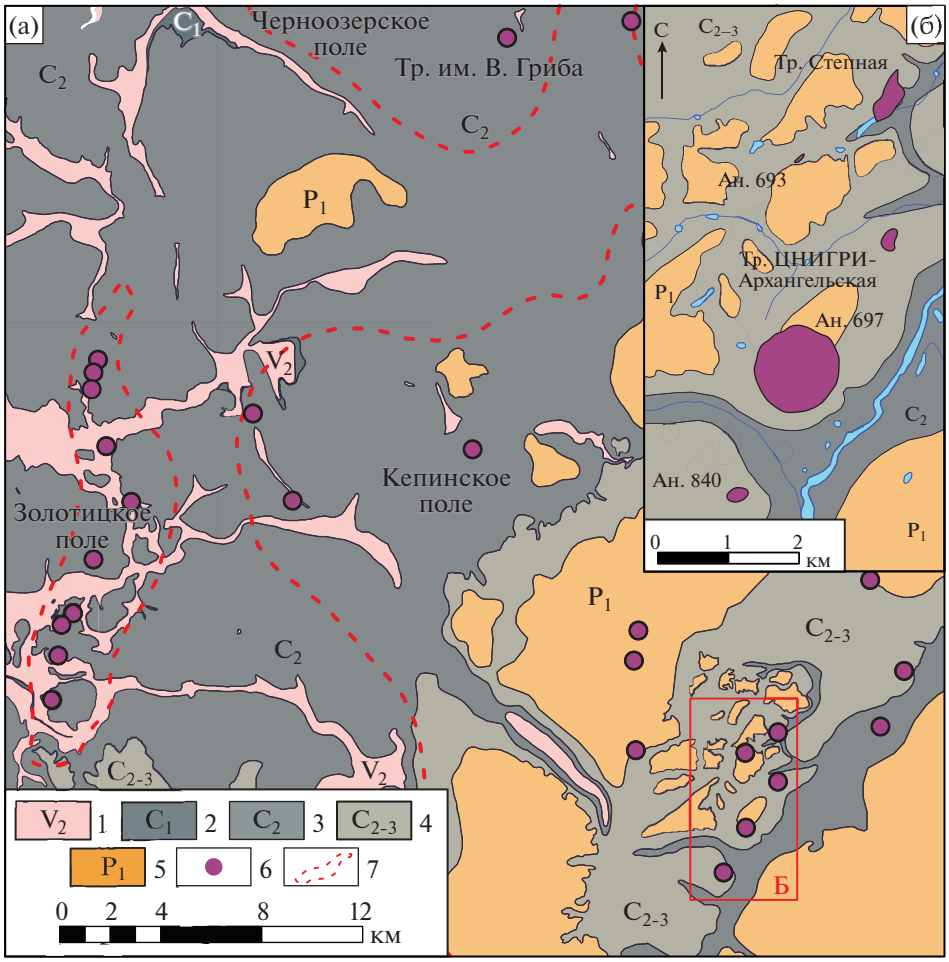

Рис. 2. Схематическая карта центральной части Архангельской алмазоносной провинции (а) по (Третяченко, 2008) и детализированный фрагмент расположения изученных кимберлитов Кепинского поля (б) с использованием данных (Голубев и др., 2010).
1–5 – отложения платформенного чехла: 1 – терригенные отложения верхнего отдела венда (V_2); 2–5 – перекрывающие кимберлитовые и родственные породы: 2–4 – терригенные и карбонатные отложения каменноугольной системы: 2 – нижнего отдела (C_1), 3 – среднего отдела (C_2), 4 – нерасчлененные верхнего и среднего отдела ($C_{2–3}$), 5 – хемогенные и карбонатные породы нижнего отдела пермской системы (P_1). 6 – положение кимберлитов и родственных пород под перекрывающими породами; 7 – контуры полей кимберлитов и родственных пород.

Кимберлитовая трубка им. В. Гриба

Трубка им. В. Гриба расположена в центральной части ААП (рис. 2). Кимберлиты прорывают осадочные породы неопротерозоя (Ediacaran) и перекрываются толщей терригенно-карбонатных пород среднего карбона и рыхлых четвертичных отложений. Мощность перекрывающих отложений – 67 м. Средняя мощность кратерных отложений – 110 м. В плане кимберлитовая диатрема имеет ромбовидно-округлую форму и размеры 570 × 480 м, площадь на уровне эрозионного среза – 16 га (рис. 3а). Верхняя диатремовая зона выполнена пирокластическими кимберлитовыми ксенотуфобрекчиями с большим количеством ксенолитов вмещающих неопротерозойских осадочных пород как в виде обломков, так и в тонкозернистом матриксе. Преобладающая часть диатремовой зоны сложена массивными пирокластическими кимберлитами с высокой долей магматических пирокластов (автолитов). Состав и строение трубки детально описаны в работах (Веричев и др., 2003; Кононова и др., 2007).

Кимберлиты трубки им. В. Гриба содержат большое количество мантийных ксенолитов. Среди ксенолитов наиболее распространены гранатовые перидотиты (в том числе с деформационными структурами), реже – гранатовые клинопироксениты и вебстериты, эклогиты, дуниты, ильменитовые перидотиты, флогопитовые перидотиты и клинопироксениты (Саблуков и др., 2000; Kostrovitsky et al., 2004; Щукина и др., 2012, 2015; Afanasiev et al., 2013; Голубкова и др., 2013;

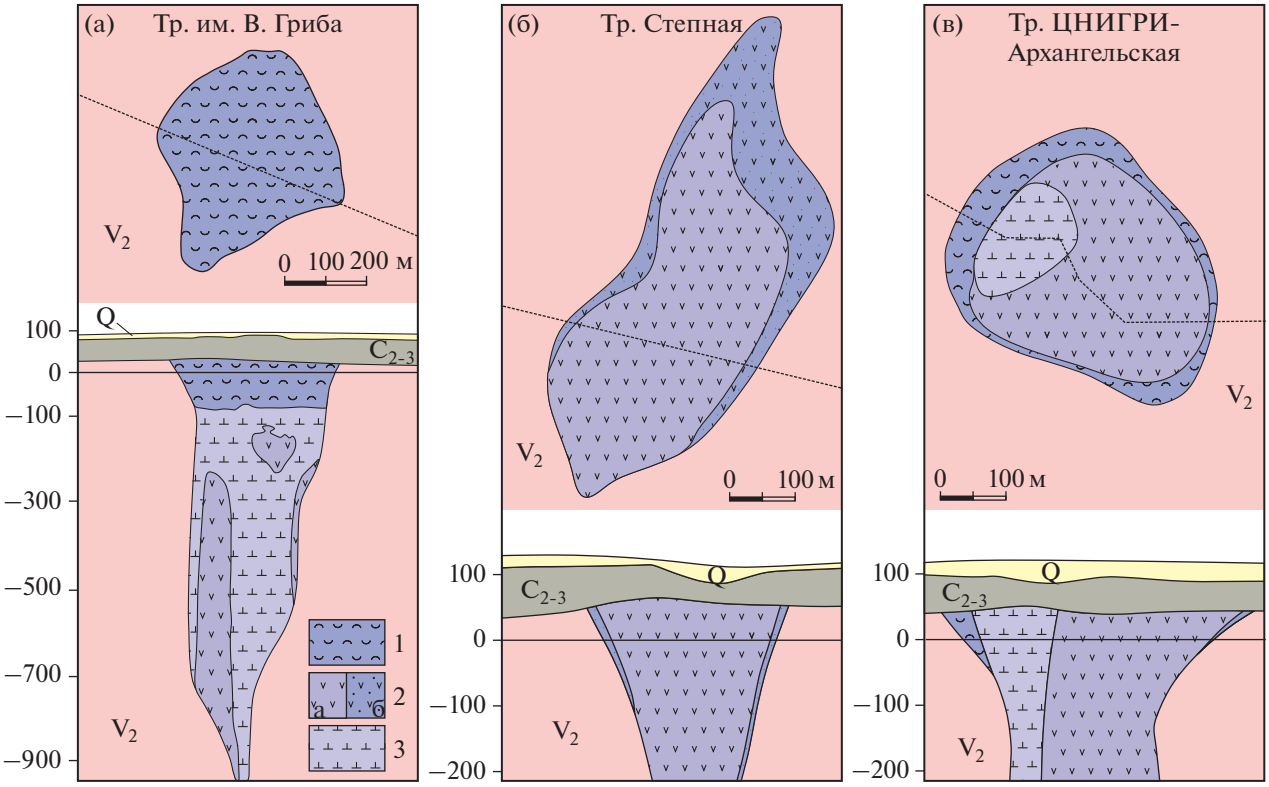

Рис. 3. Схематические разрезы изученных трубок Архангельской алмазоносной провинции: (а) им. В. Гриба, по (Третяченко, 2008); (б) Степная, по (Кононова и др., 2007); (в) ЦНИГРИ-Архангельская, по (Голубев и др., 2010). 1 – вулканокластические, вулканогенно-осадочные и осадочные породы кратерной фации; 2, 3 – породы диатремовой фации: 2а – пирокластические кимберлиты, 2б – пирокластические кимберлиты с преобладанием ксеногенного материала, 3 – массивные пирокластические кимберлиты с высоким содержанием пирокластов (магмакластов). V_2 – вмещающие терригенные толщи верхнего венда (неопротерозой), C_{2-3} – перекрывающие отложения среднего-верхнего карбона, Q – четвертичные отложения.

Сазонова и др., 2015; Kargin et al., 2016, 2017a, 2017b).

Алмазоносность пород диатремовой фации достигает 1.5 кар/т, содержание в них индикаторных минералов до 20 кг/т (Голубев и др., 2010). Ильменит часто преобладает над другими индикаторными минералами. Концентрация ильменита в породе может достигать 13.8 кг/т (Третяченко, 2008).

Кепинское поле

Кепинское поле включает 28 проявлений щелочно-ультрамафического магматизма, включая 19 трубок железо-титанистого типа (Голубев и др., 2010). Нами был изучен ильменит из трубки ЦНИГРИ-Архангельская (К3а) и трубки Степная (аномалия 688), расположенных в южной части Кепинского поля, 30 км восточнее месторождения им. Ломоносова (рис. 2). Кимберлитовые тела прорывают осадочные породы неопротерозоя, и перекрываются породами среднего и верхнего карбона и рыхлыми четвертичными отложениями. Мощность перекрывающих осадочных отложений составляет 50–80 м.

Трубка Степная (аномалия 688) в плане имеет овальную форму размером 300 × 800 м (рис. 3б). Бурение до глубины 400 м показало, что основная часть трубки сложена пирокластическими кимберлитовыми туфобрекчиями позднего этапа внедрения с высоким содержанием материала вмещающих пород верхнего венда и отсутствующих в современном разрезе нижнего палеозоя (Третяченко, 2008). Алмазоносность кимберлитов составляет около 0.06 кар/т (Голубев и др., 2010), при этом максимальная размерность установленных алмазов не выходит за пределы – 2 мм. Содержание индикаторных минералов достигает 14700 г/т (Голубев и др., 2010) при явном превалировании ильменита (ср. 4066 г/т) и низкой концентрации пиропа (ср. 116 г/т).

Трубка ЦНИГРИ-Архангельская (К3а) в плане округлой формы размером 425 × 350 м (рис. 3в). Трубка изучена до глубины 200 м, она имеет многофазное строение (Голубев и др., 2010). Преоб-

ладающая часть трубки представлена ранней фазой пирокластических кимберлитовых туфобрекчий с большим количеством (до 50%) ксенолитов вмещающих пород и пород нижнего палеозоя. Отмечаются редкие находки интенсивно измененных мантийных ксенолитов. Поздняя фаза представлена массивными пирокластическими кимберлитами. Алмазоносность кимберлитов составляет 0.056 кар/т при содержании индикаторных минералов 113 г/т (Голубев и др., 2010).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Ильмениты изучались в прозрачно-полированных шлифах во вмещающей породе и в эпоксидных шашках, куда монтировались зерна минерала, отобранные вручную под бинокулярным микроскопом из проб-протолочек, а также непосредственно из образцов керна посредством механического дезинтегрирования образцов керна и ручной сепарации мегакристов ильменита.

После изучения образцов методами оптической петрографии с использованием поляризационного микроскопа были проведены детальные петрографические исследования при помощи сканирующего электронного микроскопа “Jeol JSM-6480LV” с вольфрамовым термоэмиссионным катодом и энергодисперсионным анализатором “INCA-Energy 350” с Li-Si полупроводниковым детектором площадью 10 мм^2 и сверхтонким окном ATW-2 в лаборатории локальных методов исследования вещества на кафедре петрологии Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова.

Элементный состав ильменита изучался в лаборатории анализа минерального вещества Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (Москва) на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8200 фирмы Jeol, оснащенном пятью волновыми и одним энерго-дисперсионным спектрометрами. Анализ проводили при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока зонда 20 нА, диаметре зонда 1–2 мкм. Время экспозиции на основные элементы составило 10 с, на примесные 20–40 с. Расчет поправок осуществляли по методу ZAF с применением программы фирмы JEOL. В качестве стандартов на основные элементы использовались соединения, близкие по составу к исследуемым фазам.

Содержание микроэлементов в ильменитах определялось методом масс-спектрометрии с ионизацией вещества в индуктивно-связанной плазме и лазерным испарением проб (LA-ICP-MS) в Институте проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН (Москва) на масс-спектрометре XSeries II (Thermo Scientific, США) с приставкой для лазерной абляции UP266 MACRO (New Wave Research, США). Анализировались зерна ильменита, предварительно изученные с помощью электронного микрозонда. Энергию импульса лазера и диаметр луча подбирали таким образом, чтобы, с одной стороны, обеспечить необходимую чувствительность измерений, а с другой – не допустить полного разрушения образцов за время анализа. На каждом образце проводили от 2 до 6 измерений с последующим усреднением результатов. Результаты, выходящие за пределы погрешности более 2σ, не учитывались. Погрешность определения составляла до 30%.

Для внешней градуировки по стандартным образцам NIST SRM-610–SRM-616 использовали, по возможности, два или более изотопа, свободных от полиатомных интерференций. При градуировке учитывали как сертифицированные значения содержания элементов в образцах, так и литературные данные по другим, не сертифицированным NIST элементам (Jochum et al., 2011). В качестве внутреннего стандарта использовали изотоп кремния ^{29}Si, концентрации элементов вычисляли усреднением по всем изотопам с учетом их распространенности. Проверку правильности определения проводили сравнением результатов, полученных методом лазерной абляции, с результатами, полученными методом электронного зонда для тех же образцов в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН. Детальное описание метода представлено в (Хвостиков и др., 2017).

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Ильменит в кимберлитах трубки им. В. Гриба встречается: (1) в виде дезинтегрированных зерен, варьирующих по размеру от микрокристов до мегакристов, и их сростков; (2) в составе мантийных ксенолитов – перидотитов (в том числе с деформационными структурами; (3) в парагенезисе с минералами мегакристной ассоциации: гранатом и ортопироксеном и (4) в виде небольших (менее 100 мкм) зерен основной массы кимберлита.

Относительно крупные (до 1–2 см) обособления ильменита (макрокристы, мегакристы, желваки) и их фрагменты, как правило, имеют изометричную или слабоудлиненную, угловатую или округлую, овальную форму (рис. 4а, 4б). Отношение длины к ширине обычно составляет ~2 : 1–3 : 1. Очертания границ мегакристов слабоволнистые или резко угловатые. Нередко мегакристы интен-

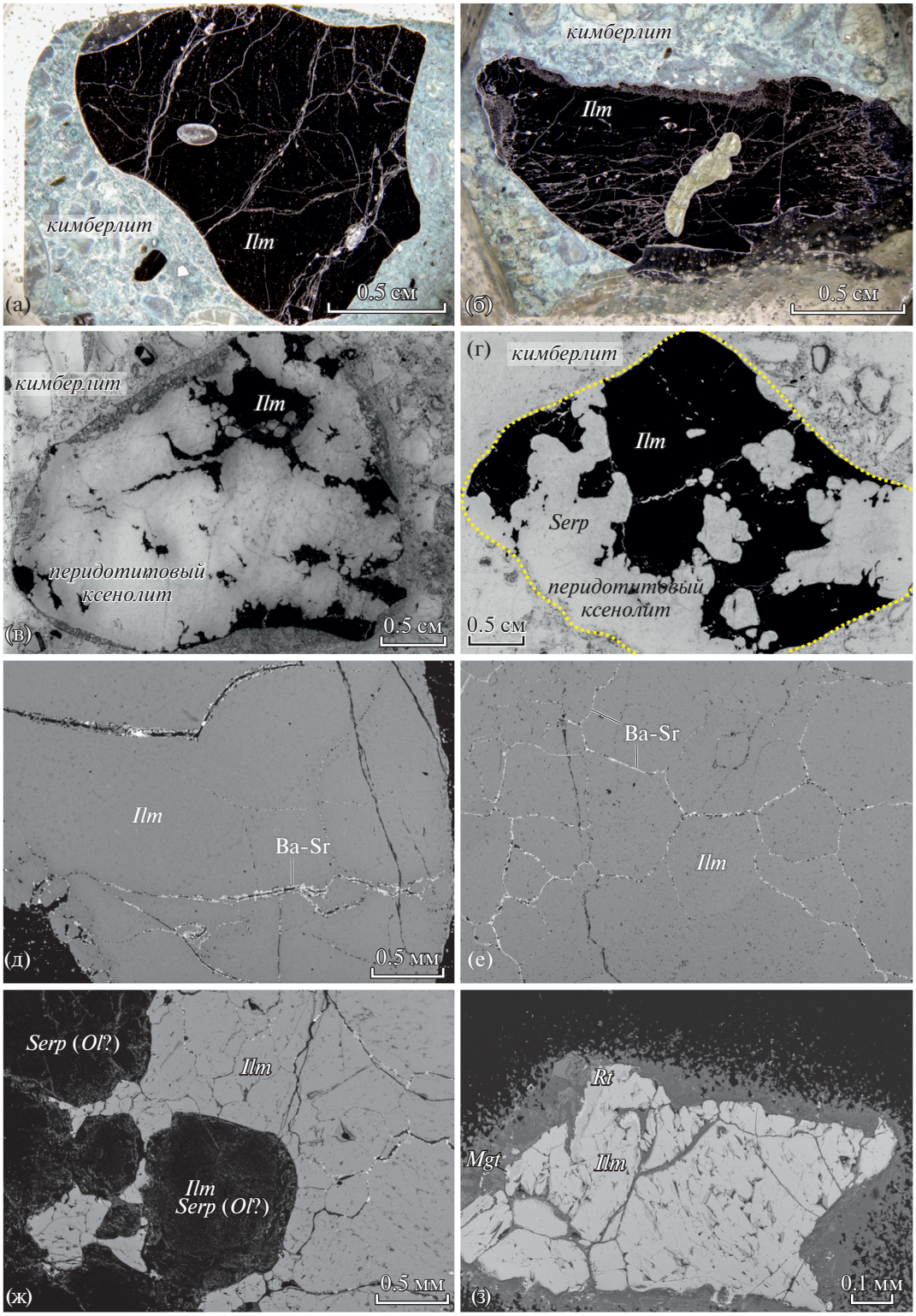
кимберлит
Ilm
0.5 см
(а)
кимберлит
Ilm
0.5 см
(б)
кимберлит
Ilm
перидотитовый ксенолит
0.5 см
(в)
(г)
кимберлит
Ilm
Serp
перидотитовый ксенолит
0.5 см
Ilm
Ba-Sr
0.5 мм
(д)
Ba-Sr
Ilm
(е)
Serp (Ol?)
Ilm
Ilm
Serp (Ol?)
0.5 мм
(ж)
Rt
Mgt
Ilm
0.1 мм
(з)

Рис. 4. Микрофотографии мегакристов ильменита (*Ilm*) в кимберлитовом матриксе (а–б) и шлифов ксенолитов ильменитовых (безгранатовых) перидотитов (в–г): (а) – мегакрист ильменита изометричной, слабоугловатой формы, обр. ГР1-609-2; (б) – мегакрист ильменита овальной формы в кимберлите с фрагментами серпентинизированных ксенолитов, предположительно, перидотитового парагенезиса, обр. ГР1-710-7; (в, г) – ильменит неправильной формы, образует кляксообразные, заливообразные выделения, узкие, но длинные апофизы, внедряющиеся в породу по границами зерен силикатных минералов; на рис. (е) содержание ильменита достигает 50 об. %, также виден механизм образования округлых включений серпентинового состава, по всей вероятности, фрагментов перидотита, которые широко распространены среди мегакристов ильменита, обр. ГР1-536-7 и ГР1-639-2 соответственно; (д–з) – микрофотографии мегакристов ильменита (д, е) и ксенолитов ильменитовых перидотитов (ж, з) в обратно-рассеянных электронах (BSE): (д) – трещины в мегакристе ильменита, выполненные высоко-Ba и -Sr фазами, обр. ГР1-704-2; (е) – полигональная микроструктура ильменита, трещины между отдельными полигональными зернами выполнены вторичными высоко-Ba и -Sr фазами, обр. ГР1-640-6; (ж) – ильменит формирует апофизы, сформированные по границам зерен силикатных минералов, предположительно оливина (*Ol*), замещенного серпентином; в ильмените присутствуют многочисленные включения полностью серпентинизированных зерен, которые по форме соответствуют оливину, при этом сам ильменит имеет полигональную микроструктуру и состоит из отдельных полигональных угловатых зерен, обр. ГР1-639-2; (з) – замещение ильменита (*Ilm*) рутилом (*Rt*) и титаномагнетитом (*Mgt*) по краям зерен, что может указывать на взаимодействие ильменита с кимберлитовым расплавом (Голубкова и др., 2013), обр. ГР1-639-2.

сивно трещиноваты, причем в некоторых образцах трещины подчеркивают изометрично-угловатую форму отдельных зерен ильменита, слагающих мегакристы. Часто трещины выполняются поздними высоко-Ba, -Sr фазами (рис. 4д), которые, как правило, формируются на поздних стадиях эволюции кимберлитового расплава (Lebedeva et al., 2020), также данные трещины трассируют полигональную структуру некоторых крупных зерен ильменита (рис. 4е). Встречаются мегакристы, являющиеся ядрами пирокластов. В кимберлитовом матриксе также присутствуют мелкие (порядка 1 мм) частицы ильменита обломочной формы, которые, вероятно всего, являются фрагментами более крупных кристаллов. В крупных зернах часто присутствуют серпентинизированные включения (до 0.5 см), которые могут представлять собой либо измененные включения захваченного кимберлитового (?) расплава на мантийных глубинах, либо поздние включения, связанные с транспортировкой в кимберлитовом расплаве, либо включения измененных перидотитовых фаз (рис. 4а).

Ильменит широко распространен в ксенолитах безгранатовых перидотитов (дунитов). Часто силикатные минералы полностью изменены, превращены в агрегат серпентина, магнезиального хлорита, в меньшей степени карбоната, в связи с чем затруднительно оценить исходный состав ксенолита, однако по преобладанию серпентина можно предположить, что исходно ксенолиты имели дунитовый или гарцбургитовый состав. Ильменит имеет неправильную форму, образует заливообразные выделения, узкие длинные апофизы, внедряющиеся по границам зерен силикатных минералов (рис. 4в, 4г, 4ж). В ильмените присутствуют многочисленные включения полностью серпентинизированных зерен, которые по форме соответствуют оливину (рис. 4ж). Содержание ильменита в различных ксенолитах может достигать 70 об. %.

На изображениях в обратно-рассеянных электронах видно, что ильменитовые выделения в ксенолитах состоят из отдельных полигональных угловатых зерен (рис. 4ж), что может указывать на процессы перекристаллизации исходного ильменита. Размер отдельных зерен варьирует от 100 до 500 мкм. Подобные структуры характерны для ильменитов из мантийных ксенолитов, в том числе из ксенолитов полимиктовых брекчий (Zhang et al., 2001). В целом структурно-текстурные особенности изученных ксенолитов ильменитовых перидотитов (дунитов) весьма сходны с таковыми ксенолитов полимиктовых брекчий из кимберлитов провинции Кимберли, Южная Африка (Giuliani et al., 2013, 2014) и ксенолитов из трубки Удачная, Якутия (Pokhilenko, 2009). Как правило, в таких ксенолитах ильменит цементирует силикатные минералы. К сожалению, полное вторичное преобразование силикатных фаз в изученных ксенолитах не дает возможности провести детальное петрографическое сопоставление данных образцов с полимиктовыми брекчиями.

Крупные зерна ильменита обладают структурно-текстурным сходством с ильменитом из ксенолитов ильменитовых перидотитов, что позволяет рассматривать их как фрагменты ильменитовых жил и/или агрегатов ильменитовых зерен из таких ксенолитов.

Ильменит также широко присутствует в кимберлитах трубки им. В. Гриба в виде сростков с минералами мегакристной ассоциации (Kostrovitsky et al., 2004), но эти проявления в настоящей статье не обсуждаются, поскольку требуют дополнительного изучения других минералов мегакристной ассоциации.

В изученных кимберлитах Кепинского поля ильменит преобладает в виде отдельных зерен

Таблица 1. Средние значения состава изученного ильменита промышленно-алмазоносных кимберлитов трубки им. В. Гриба и безрудных кимберлитов трубок ЦНИГРИ-Архангельская, Степная (Кепинское поле)

Компоненты	Кимберлиты трубки им. В. Гриба						Кимберлиты Кепинского поля		
	ксенокристы, включая мегакристы			ильменит из ксенолитов мантийных перидотитов					
	среднее	±	кол-во	среднее	±	кол-во	среднее	±	кол-во
TiO_2	52.98	0.56	172	52.65	0.49	235	51.82	1.53	63
Al_2O_3	0.52	0.09	172	0.48	0.14	235	0.44	0.13	63
Cr_2O_3	2.27	0.54	172	2.17	0.28	235	1.31	0.45	63
Fe_2O_3 calc	6.55	1.76	172	7.32	0.82	235	8.30	1.92	63
FeO calc	20.04	5.31	172	21.81	0.79	235	24.04	1.52	63
V_2O_3	0.74	0.16	172	0.71	0.12	235	0.57	0.14	63
MnO	0.23	0.03	172	0.23	0.03	235	0.29	0.05	63
MgO	14.52	0.51	172	14.12	0.45	235	12.51	1.19	63
NiO	0.20	0.03	172	0.19	0.03	235	0.12	0.04	63
Zr	71	13	34	65	15	17	459	128	40
Nb	519	109	34	459	77	17	1317	430	40

Примечание. Оксиды даны в мас. %, Zr, Nb – в ppm.

или их обломков в матриксе пород. Он представлен угловатыми по форме зернами с монолитным и агрегатным строением, с матированной или “шиповидной” поверхностями. Размер зерен колеблется от 0.4 до 4.0 мм. Ильменит из кимберлитов Кепинского поля был изучен из протолочек кимберлитовых проб.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Составы изученных ильменитов представлены в Supplementary[2] (ESM_1– ESM_3). В таблице 1 представлены статистические данные.

Главные элементы. Все изученные ильмениты обладают высокими концентрациями MgO (более 10 мас. %), что позволяет отнести их к Mg-ильменитам (пикроильменитам) (рис. 5). На классификационной диаграмме $MgO–TiO_2$ (Wyatt et al., 2004) их составы попадают в поле ильменитов, связанных с кимберлитовым магматизмом (рис. 6а).

Изученные зерна ильменита из кимберлитов трубки им. В. Гриба близки по составу к ильменитам из ксенолитов мантийных перидотитов этой же трубки, с преобладающими значениями концентраций MgO от 14 до 15 мас. % (рис. 5а, 5б). Содержание Cr_2O_3 в них варьирует от 1.34 до 3.16 мас. % (рис. 6б) при среднем значении, равном 2.22 ± 0.41 мас. % (n = 409). Распределение фигуративных точек на диаграмме $MgO–Cr_2O_3$ (рис. 6в) согласуется с правой, “восстановительной”, ветвью “параболы Хаггерти” (Haggerty, 1975). Концентрации MnO и Al_2O_3 не имеют корреляционных связей с содержанием MgO и редко превышают 0.3 и 0.8 мас. % соответственно (рис. 6б, 6г). Содержание FeO в ильменитах уменьшается при увеличении MgO (рис. 6д). Концентрация Fe_2O_3 в ильменитах из мегакристов и перидотитовых ксенолитов, как правило, не коррелирует с концентрацией MgO, за исключением ильменита из парагенезиса с мегакристным гранатом, где содержание Fe_2O_3 положительно коррелирует с MgO (рис. 6е). По концентрации гейкилитового, ильменитового и гематитового миналов большинство изученных ильменитов попадают в поле 3 (рис. 7) ильменитов из включений в алмазе, а также неалмазоносных перидотитов, в том числе метасоматизированных и катаклазированных перидотитов, по классификации В.К. Гаранина (Гаранин и др., 2009).

Для оценки факторов, определяющих широкую вариацию концентраций главных элементов нами были изучены профили изменения состава ильменита (рис. 8) на границе с (1) кимберлитом,

[2] Составы ильменитов представлены в соответствующих таблицах в Supplementary к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах https://elibrary.ru/ и http://link.springer.com/ соответственно:
ESM_1.xls – Состав мегакристов ильменита из кимберлитов трубки им. В. Гриба;
ESM_2.xls – Состав ильменита из ксенолитов безгранатовых перидотитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба;
ESM_3.xls – Состав ильменита из кимберлитов Кепинского поля.

(2) минералами перидотитовой ассоциации, замещенных серпентином, а также на границе с (3) высокотитанистым гранатом мегакристовой ассоциации. На контакте ильменита с кимберлитом происходит увеличение концентраций MgO, TiO_2, Cr_2O_3, MnO, тогда как концентрации Fe_2O_3, Al_2O_3 резко уменьшаются (рис. 8а). На контакте ильменита с серпентином (рис. 8б), как правило, вариации по составу не наблюдаются. На контакте ильменита с зернами высоко-Ti граната из мегакристовой ассоциации (рис. 8в) происходит увеличение концентраций Cr_2O_3, Al_2O_3, FeO на фоне уменьшения концентраций MgO и Fe_2O_3, что хорошо согласуется с общим распределением фигуративных точек составов ильменитов на бинарных диаграммах (рис. 6).

Ильмениты из кимберлитов Кепинского поля характеризуются более широким диапазоном значений MgO (10–15 мас. %, от 35 до 51 мол. % гейкилитового минала), чем ильмениты из кимберлитов трубки им. В. Гриба (рис. 7). Среди ильменитов из кимберлитов Кепинского поля выделяется группа с низким содержанием MgO (около 11 мас. %) и 45–53 мол. % гейкилитового минала (рис. 7). Содержание Cr_2O_3 изменяется от 0.76 до 2.15 мас. % при среднем значении, равном 1.31 ± ± 0.45 мас. % (n = 64), что отличает их от ильменитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба (рис. 6в). Распределение фигуративных точек на диаграмме MgO–Cr_2O_3 (рис. 6в) согласуется с центральной, “переходной” частью “параболы Хаггерти” (Haggerty, 1975). Концентрация MnO низкая (<0.45 мас. %), пирофанитовый минал не превышает 0.9 мол. % (рис. 7), что позволяет исключить преобразование ильменита на поздних этапах становления кимберлитовых трубок (например, Голубкова и др., 2013; Castillo-Oliver et al., 2017). Содержание MnO отрицательно коррелирует с концентрацией MgO (рис. 6б) и достигает 0.4 мас. %. Содержание Al_2O_3 снижается с уменьшением MgO от 0.6 до 0.2 мас. % (рис. 6г). В отличие от ильменита из кимберлитов трубки им. В. Гриба, изученные ильмениты из кимберлитов Кепинского поля характеризуются отрицательной корреляцией как FeO, так и Fe_2O_3 с содержанием MgO (рис. 6д, 6е).

Отметим, что на диаграмме MgO–Cr_2O_3 составы изученных ильменитов из двух полей имеют область перекрытия с диапазоном концентраций MgO от 13 до 14 мас. % и Cr_2O_3 от 1.5 до 2.0 мас. % (рис. 6в). Данная область соответствует составу ильменита из мантийных ксенолитов типа PIC и ксенолитов полимиктовых брекчий из кимберлитов провинции Кимберли, Южная Африка (Giuliani et al., 2013; Fitzpayne et al., 2018b). В целом составы изученных ильменитов из кимберлитов Кепинского поля перекрываются с составами ильменита из промежуточных коллекторов раннекаменноугольного возраста, расположенных вблизи кимберлитов Золотицкого поля ААП (Afanasiev et al., 2013).

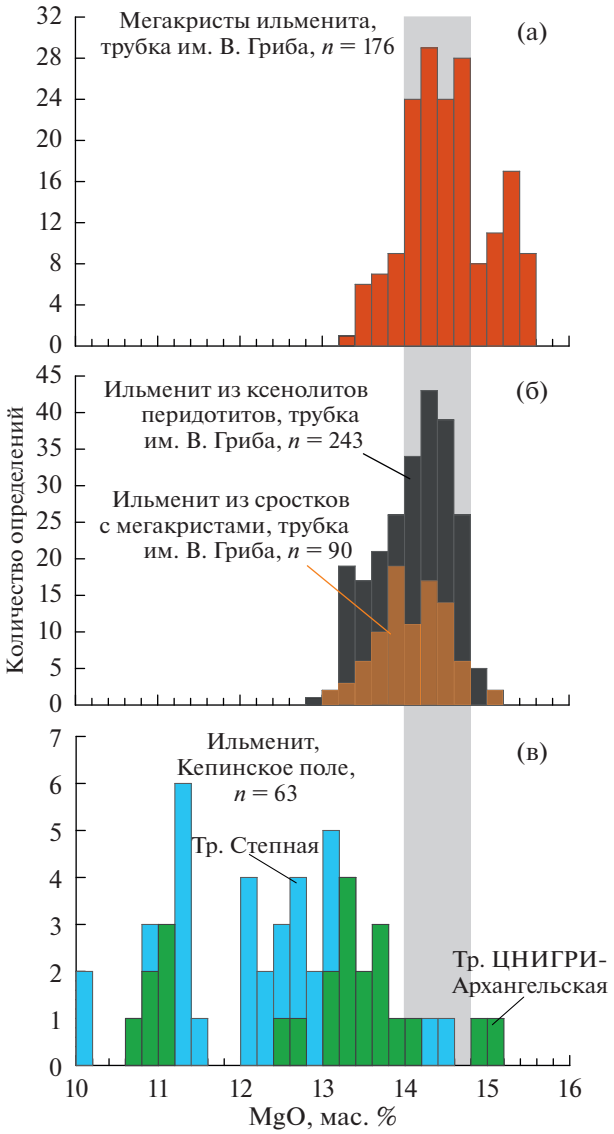

Рис. 5. Гистограммы распределения содержания MgO (мас. %) в изученных ильменитах.

Элементы-примеси. Концентрации редких элементов, таких как Nb, Ta, Zr, Ni, Zn, V, широко варьируют в изученных ильменитах и коррелируют с содержанием MgO (рис. 9): при понижении MgO концентрации Nb, Ta, Zr, Zn, V увеличиваются, тогда как концентрация Ni – уменьшается. Подобное поведение элементов-примесей в изученных ильменитах в целом сопоставимо с поведением

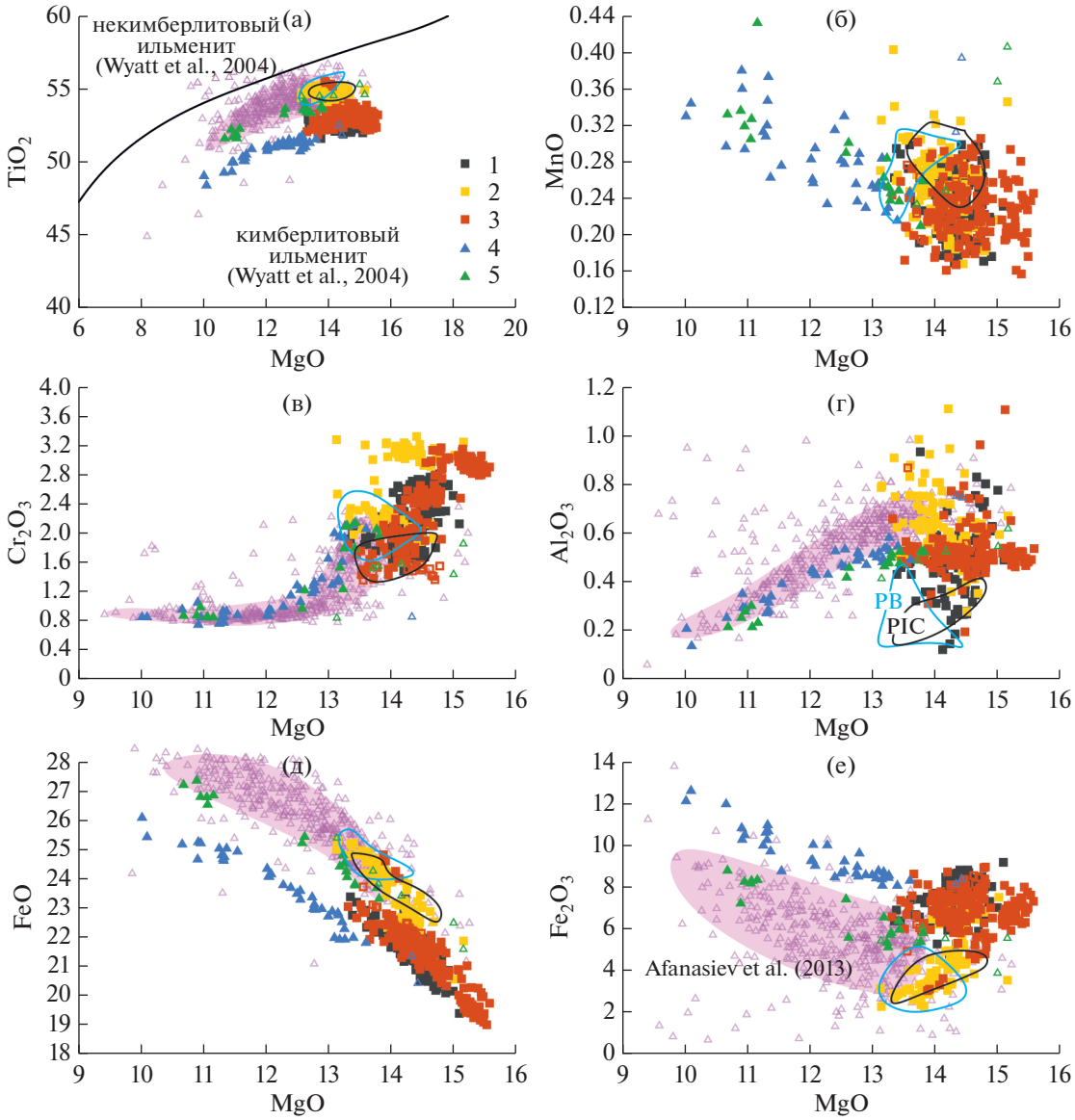

Рис. 6. Распределение концентраций (мас. %) TiO_2, MnO, Cr_2O_3, Al_2O_3, FeO, Fe_2O_3 относительно MgO.
1–3 – ильмениты из кимберлитов трубки им. В. Гриба: 1 – из ксенолитов мантийных перидотитов, 2 – из сростков с минералами (гранат, ортопироксен) низко-Cr мегакристной ассоциации (Peresetskaya et al., 2019), 3 – мегакристы и их фрагменты; 4, 5 – ильмениты из кимберлитов трубок Кепинского поля: 4 – Степная, 5 – ЦНИГРИ-Архангельская. На рис. (а) показана линия, разделяющая поля кимберлитовых и некимберлитовых ильменитов, согласно (Wyatt et al., 2004). Незалитые значки – составы ильменита, которые по петрографическим наблюдениям могли находиться в равновесии с кимберлитовым расплавом. Поля ильменитов из ксенолитов типа PIC (черный контур "PIC") и ксенолитов полимиктовых брекчий (голубой контур "PB") из кимберлитов провинции Кимберли, Южная Африка (Giuliani et al., 2013; Fitzpayne et al., 2018b). Розовым полем с треугольниками показаны составы ильменита из промежуточных коллекторов раннекаменноугольного возраста, расположенных вблизи кимберлитов Золотицкого поля (Afanasiev et al., 2013).

данных элементов в Mg-ильменитах других мировых кимберлитовых проявлений (Moore et al., 1992; Ashchepkov et al., 2014; Castillo-Oliver et al., 2017). Отметим, что некоторые ильмениты из трубки им. В. Гриба характеризуются повышенными концентрациями высокозарядных элементов, на фоне пониженной Ni и высокой MgO (рис. 9), что отражает их переуравновешивание с кимберлитовым расплавом на поздних стадиях формирования кимберлитовых трубок (Castillo-Oliver et al., 2017).

Изученные ильмениты из кимберлитов двух полей отчетливо отличаются по содержаниям Nb и Zr и типу корреляции редких элементов с MgO

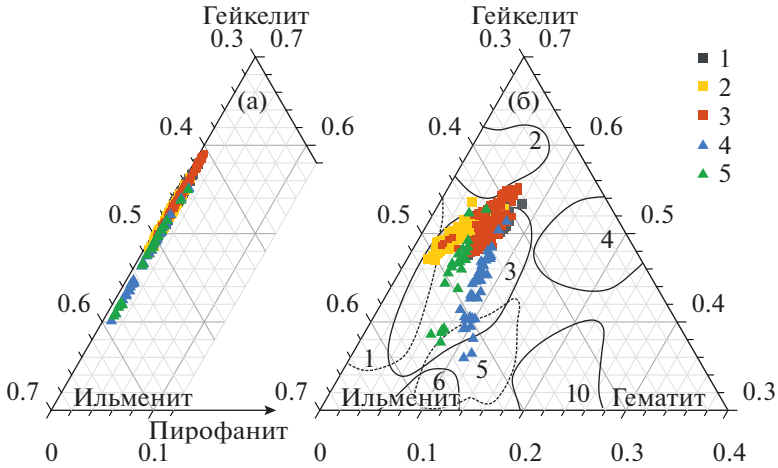

Рис. 7. Тройные диаграммы ильменит–гейкелит–пирофанит (а) и ильменит–гейкелит–гематит (б) для изученных ильменитов.
1–3 – ильмениты из кимберлитов трубки им. В. Гриба: 1 – из ксенолитов мантийных перидотитов, 2 – из сростков с минералами (гранат, ортопироксен) низко-Cr мегакристной ассоциации (Peresetskaya et al., 2019), 3 – мегакристы и их фрагменты; 4, 5 – ильмениты из кимберлитов трубок Кепинского поля: 4 – Степная, 5 – ЦНИГРИ-Архангельская. На рис. (б) поля ильменитов, согласно (Гаранин и др., 2009): 1 – включений в алмазах и алмазоносных перидотитов, 2 – алмазоносных лерцолитов и метасоматизированных перидотитов, 3 – включений в алмазе, неалмазоносных перидотитов, в том числе метасоматизированных и катаклазированных перидотитов, 4 – неалмазоносных перидотитов и энстатитов, 5 – неалмазоносных лерцолитов с графической структурой (ильменит-клинопироксеновые сростки), 6 – неалмазоносных пироксенитов, 10 – включений в зональных гранатах, сростков с ними и неалмазоносных перидотитов.

и/или Cr_2O_3 (рис. 9а, 9б и 10). Ильмениты из кимберлитов трубки им. В. Гриба имеют более низкие концентрации Nb и Zr, чем ильмениты из кимберлитов Кепинского поля. Стоит отметить наличие скачка относительно концентрации Zr между ильменитами двух полей: в ильменитах из алмазоносных кимберлитов трубки им. В. Гриба концентрация Zr не превышает 110 ppm, тогда как ильмениты из безрудных кимберлитов Кепинского поля характеризуются содержанием Zr более 300 ppm (рис. 10а). Уровень концентраций Nb и в меньшей степени Zr в наиболее магнезиальных и хромистых ильменитах из кимберлитов Кепинского поля (рис. 10) близок к таковому в ильменитах из мантийных ксенолитов типа PIC и ксенолитов полимиктовых брекчий из кимберлитов провинции Кимберли, Южная Африка (Giuliani et al., 2013; Fitzpayne et al., 2018b). В ильменитах из кимберлитов Кепинского поля по мере снижения содержаний Cr_2O_3 и MgO концентрации Nb и Zr возрастают (рис. 9, 10), тогда как для ильменитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба корреляционные связи между Nb–Zr и Cr_2O_3–MgO практически отсутствуют (рис. 6в, 10). Ильмениты из кимберлитов трубки им. В. Гриба обладают меньшими концентрациями Cu при более высоких содержаниях Zn и Ni, чем ильмениты из кимберлитов Кепинского поля (рис. 9).

P-T условия формирования ильменита и фугитивность кислорода

Исследования мантийных ксенолитов и мегакристов из кимберлитов ААП показали, что формирование ильменитов в составе мегакристовой ассоциации могло происходить в температурных интервалах от 910 до 1170°C (Голубкова и др., 2013), 1060–1140°C (Саблуков и др., 2009), 733–1194°C (Kostrovitsky et al., 2004), 930–1010°C (Afanasiev et al., 2013). Фугитивность кислорода для ильменитов из трубки им. В. Гриба при их кристаллизации в мантии (давление около 5.5–4.0 ГПа) оценивается в 0 до –2 ΔQFM (Afanasiev et al., 2013) и –3.9 ΔQFM (Голубкова и др., 2013), ΔQFM – сдвиг окислительно-восстановительных условий относительно буфера QFM в лог. ед. Далее изменение ильменита с кристаллизацией шпинели, перовскита, рутила, титаномагнетита происходило в температурном интервале от 1100 до 600°C и значения фугитивности, соответствующего диапазону +1.2 ... +4.2 ΔQFM (Голубкова и др., 2013).

Формирование ильменитов из трубок Кепинского поля происходило при T = 900–1250°C и фугитивности в интервале от –1 до –3 ΔQFM (Afanasiev et al., 2013) или при T = 1000–1300°C (Саблуков и др., 2009), их позднее взаимодействие с кимберлитовым расплавом и посткимберлитовым флюидом протекало при T = 1080–

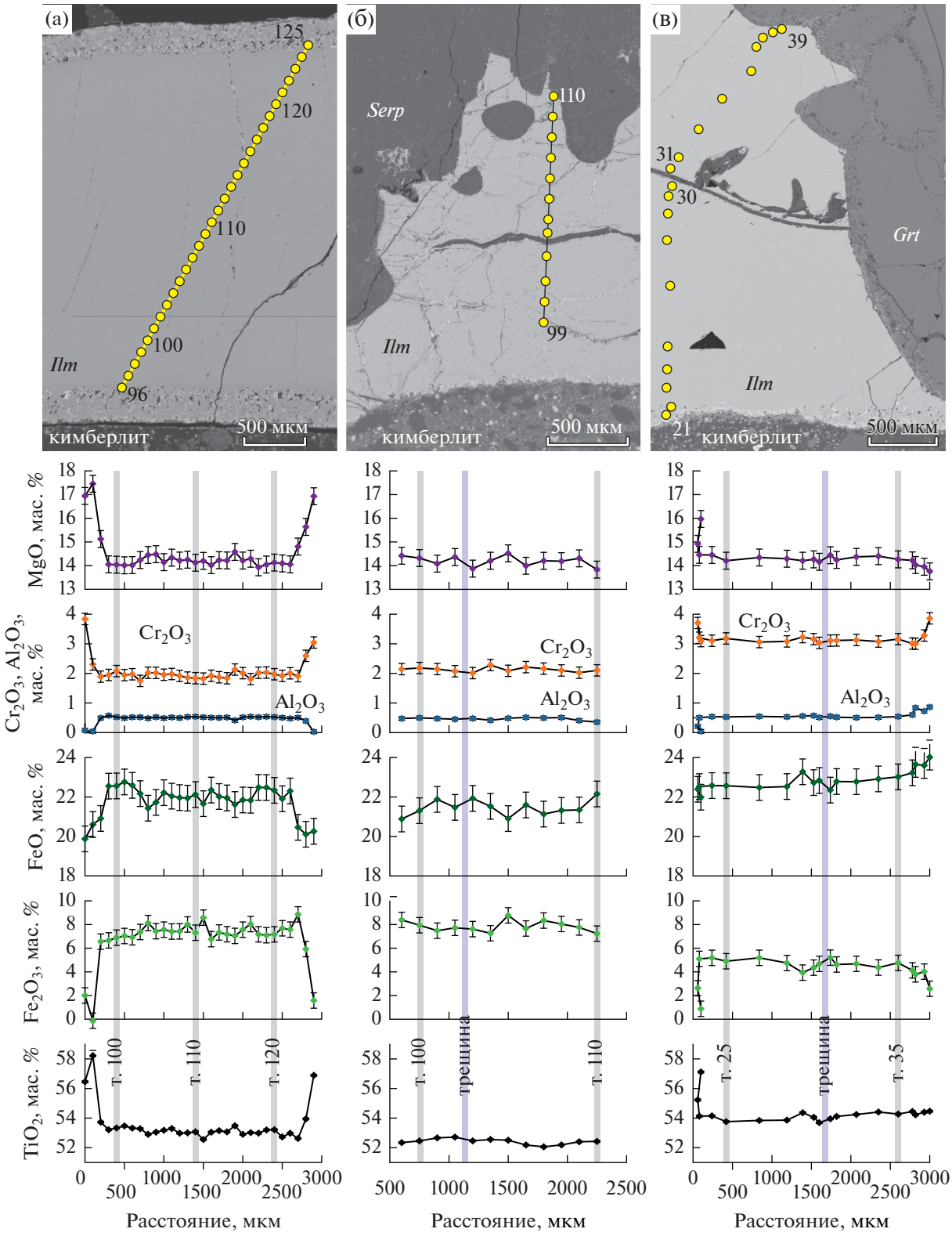

Рис. 8. Профили состава ильменита (*Ilm*): (а) – на контакте ильменита с кимберлитом, обр. ГР1-634-5; (б) – на контакте ильменита с серпентинизированными минералами перидотита (*Serp*), обр. ГР1-536-1; (в) – на контакте ильменита с высоко-Ti гранатом (*Grt*) из ассоциации минералов-мегакристов, обр. ГР1-624-5. Фотографии в обратно-рассеянных электронах.

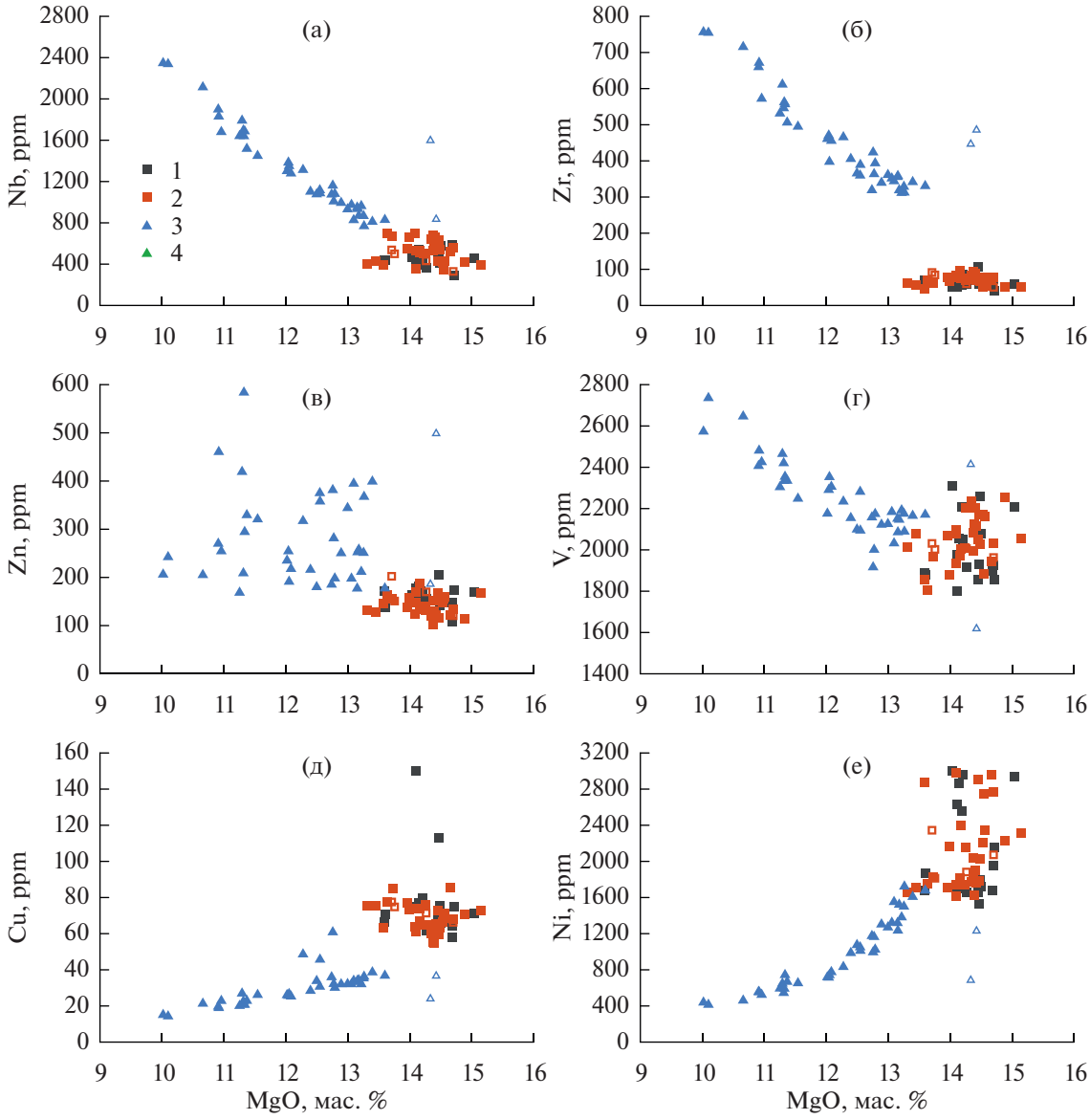

Рис. 9. Распределение концентраций Nb, Zr, Zn, V, Cu, Ni относительно MgO.
1, 2 – ильмениты из кимберлитов трубки им. В. Гриба: 1 – из ксенолитов мантийных перидотитов, 2 – мегакристы и их фрагменты; 3 – ильмениты из кимберлитов трубки Степная, Кепинское поле.

1170°C и fO_2, соответствующей 0 ... +3 ΔQFM (Голубкова и др., 2013). Таким образом, совокупность имеющихся оценок условий формирования ильменитов указывает на сходные значения fO_2 для минералов из кимберлитов Кепинского поля и ильменитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба.

Мы попытались приблизительно оценить значения fO_2 при принятых выше температурах, используя диаграмму $\lg fO_2$–Fe_2O_3 в ильмените, основанную на рутил-ильменитовом оксибарометре (Tao et al., 2017), приняв во внимание возможное сосуществование ильменита и рутила в перидотитовых ксенолитах из кимберлитов трубки им. В. Гриба (Голубкова и др., 2013). Учитывая отсутствие прямых сонахождений ильменита и рутила, полученные данные надо рассматривать с осторожностью как максимальную оценку fO_2. Полученные оценки для мегакристов Кепинского поля с содержанием Fe_2O_3 от 3.8 до 12.6 мас. % и мегакристов из трубки им. В. Гриба с содержанием Fe_2O_3 от 3.0 до 8.9 мас. % составили от –4 до –1.5 ΔQFM и от –4 до –2 ΔQFM соответственно. Таким образом, редокс-условия для ильменитов обоих объектов могли быть сходными, что подтверждается и очень близкими величинами Fe_2O_3/FeO отношения в ильменитах: среднее зна-

чение составляет 0.35 ± 0.8 для ильменита из кимберлитов Кепинского поля и 0.33 ± 0.5 для ильменита из трубки им. В. Гриба. Полученные оценки fO_2 являются вполне типичными для кимберлитов, например, они хорошо соотносятся с оценками фугитивности кислорода в кимберлитах Lac de Gras (Канада) от −2.6 до −4.2 ΔQFM при T = = 970–1140°C (Fedortchouk et al., 2005).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследования ильменитсодержащих мантийных ксенолитов из кимберлитов показывают, что формирование ильменита или Fe-Ti метасоматоз мантийных пород могут быть как связаны с кимберлитовым магматизмом, так и не иметь с ним явного генетического родства. С одной стороны, предполагается, что ксенолиты типа PIC являются одной из конечных стадий метасоматоза мантийных пород под воздействием кимберлитовых расплавов (Gregoire et al., 2003; Fitzpayne et al., 2018a и ссылки в них). Также связь ильменита с кимберлитовым расплавом предполагается и для полимиктовых брекчий, которые могут являться продуктом кристаллизации на мантийных глубинах кимберлитовых расплавов при формировании магматических каналов в литосферной мантии в ходе взаимодействия расплавов с литосферной мантией (например, Moore, 1987; Giuliani et al., 2013, 2014; Ashchepkov et al., 2014). С другой стороны, исследования ильменита из различных проявлений кимберлитового магматизма показывают, что существенная доля обогащенных ильменитом мантийных пород могла образоваться в ходе предшествующего кимберлитовому магматизму этапа мантийного метасоматоза (Rehfeldt et al., 2007; Castillo-Oliver et al., 2017; Xu et al., 2018), и только мегакристы ильменита кристаллизовались из кимберлитового (протокимберлитового) расплава в виде мономинеральных гигантозернистых агрегатов (желваков), сформированных в каналах и промежуточных камерах (Moore, 1987; Moore, Lock, 2001).

Полученное в ходе данных исследований перекрытие состава ильменита из мантийных ксенолитов с составами мегакристов ильменита, для кимберлитов трубки им. В. Гриба, не противоречит тому, что формирование индикаторных минералов-мегакристов и мантийный Fe-Ti метасоматоз являются частью единого петрологического процесса. Ранее проведенные геохимические и изотопно-геохимические исследования ильменита из трубки им. В. Гриба (Kostrovitsky et al., 2004; Голубкова и др., 2013), установившие тесную генетическую связь ильменита с протокимберлитовыми расплавами, показали, что состав ильменита можно использовать для расшифровки петрологических процессов эволюции кимберлитовых и\или протокимберлитовых расплавов.

В качестве основных факторов, влияющих на состав ильменита, рассматриваются (Moore, 1987; Moore et al., 1992; Гаранин и др., 2009; Afanasiev et al., 2013; Голубкова и др., 2013; Ashchepkov et al., 2014; Castillo-Oliver et al., 2017):

(i) процессы фракционной кристаллизации;

(ii) состав мантийного источника расплавов/флюидов и условия их генерации;

(iii) преобразование под воздействием кимберлитовых расплавов;

(iv) поздние изменения под воздействием постмагматических флюидов и метеорных вод.

Далее мы рассмотрим влияние первых двух факторов на различие в составе ильменита из алмазоносных и безрудных кимберлитов, а также оценим возможность использовать его состав как критерий оценки потенциальной алмазоносности кимберлитовых объектов ААП.

Модель фракционной кристаллизации и ассимиляции (AFC)

В работе (Afanasiev et al., 2013) на основании геохимии ильменита из кимберлитов ААП предполагается, что основными факторами, влияющими на их состав, могли быть процессы фракционной кристаллизации и ассимиляции литосферного материала. Корреляция большинства элементов с содержаниями MgO и Cr_2O_3 в изученных ильменитах (рис. 5–10) может указывать на роль процессов фракционной кристаллизации и ассимиляции (AFC) в генерации ильменита. Поскольку не исключено, что ильменит мог кристаллизоваться совместно с другими минералами (Moore et al., 1992), можно предположить несколько вариантов процесса AFC: 1) кристаллизация только ильменита; 2) совместная кристаллизация ильменита и других минералов, включая гранат, клинопироксен, ортопироксен, оливин; 3) кристаллизация минералов, сопровождающаяся взаимодействием расплавов с веществом литосферной мантии (модель AFC).

Влияние ильменита в процессе кристаллизации на содержания большинства элементов предполагается незначимым, поскольку количество выделившегося ильменита лимитируется содержанием Ti в расплаве. В таком случае кристаллизация первых процентов ильменита практически не

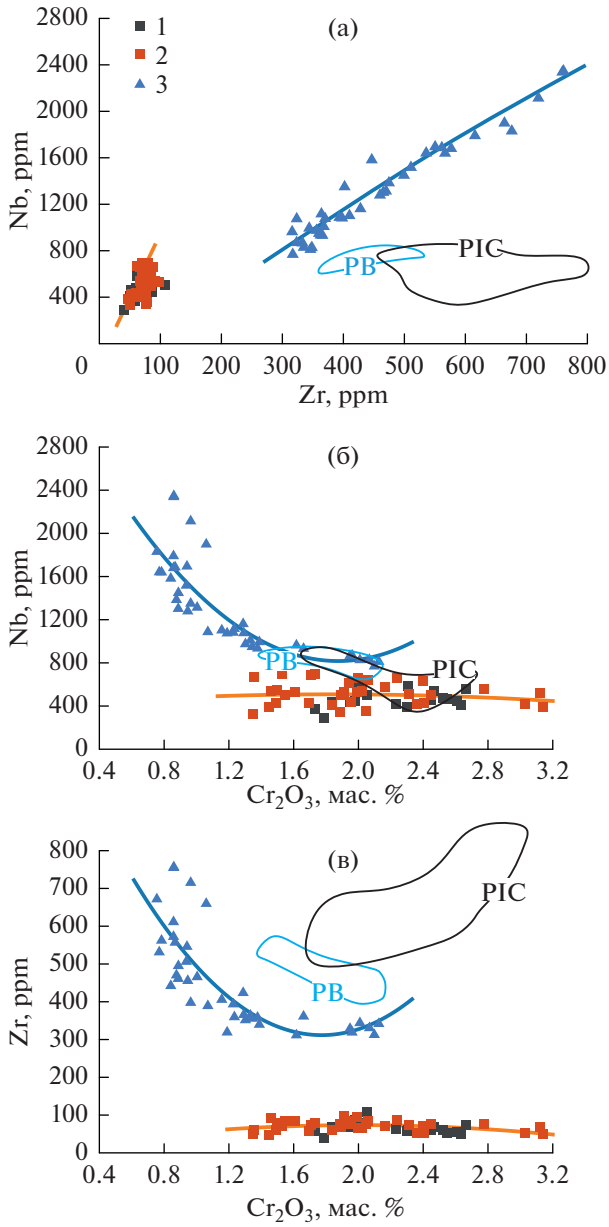

Рис. 10. Распределение концентраций Nb, Zr и Cr_2O_3 в изученных ильменитах.
1, 2 – ильмениты из кимберлитов трубки им. В. Гриба: 1 – из ксенолитов мантийных перидотитов, 2 – мегакристы и их фрагменты; 3 – ильмениты из кимберлитов трубки Степная, Кепинское поле. Линиями показаны тренды изменения состава ильменитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба (оранжевая линия) и ильменитов из кимберлитов Кепинского поля (синяя линия). Поля ильменитов из ксенолитов типа PIC (черный контур "PIC") и ксенолитов полимиктовых брекчий (голубой контур "PB") из кимберлитов провинции Кимберли, Южная Африка (Giuliani et al., 2013; Fitzpayne et al., 2018b).

скажется на концентрациях некогерентных элементов. Однако влияние на поведение когерентных элементов, например Nb, может быть существенным. Таким образом, в ходе фракционной кристаллизации ильменита будет происходить уменьшение концентрации Nb при умеренном увеличении концентрации Zr, поскольку коэффициент распределения – Kd ильменит/расплав для Nb > 1, тогда как Kd < 1 для РЗЭ и Zr, Hf (Moore et al., 1992; Zack, Brumm, 1998; Pilet et al., 2011).

В случае совместной кристаллизации с другими силикатными минералами мегакристной ассоциации, например с гранатом и/или клинопироксеном, эволюция состава расплава будет зависеть от валового коэффициента распределения минерал/расплав. Кристаллизация граната, кли-

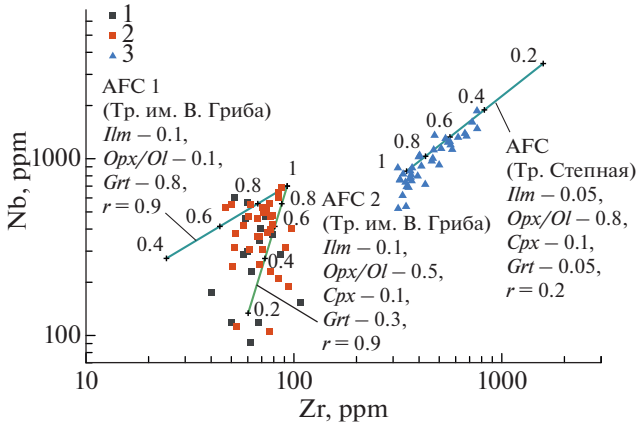

Рис. 11. Диаграмма Nb–Zr с расчетными моделями AFC.
1, 2 – ильмениты из кимберлитов трубки им. В. Гриба: 1 – из ксенолитов мантийных перидотитов, 2 – мегакристы и их фрагменты; 3 – ильмениты из кимберлитов трубки Степная, Кепинское поле. Для расчетов были использованы следующие коэффициенты распределения минерал/порода: для ильменита (*Ilm*) согласно (Zack, Brumm, 1998), для граната (*Grt*) и клинопироксена (*Cpx*) согласно (Johnson, 1998), для ортопироксена (*Opx*) согласно (Pilet et al., 2011). В качестве ассимилированного вещества был выбран ортопироксен с коэффициентами распределения согласно (Pilet et al., 2011). Цифрами на модельных линиях показана доля расплава. Для ильменитов из кимберлитов Кепинского поля принята кристаллизация минералов мегакристного парагенезиса в следующих пропорциях: ильменит 5%, гранат 2%, клинопироксен 10% и ортопироксен/оливин 80%, при подчиненной роли процессов ассимиляции литосферного материала, в первую очередь ортопироксена (скорость ассимиляции $r < 0.2$). Для ильменитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба были рассчитаны две модели AFC при высокой скорости ассимиляции литосферного материала, в первую очередь ортопироксена (скорость ассимиляции $r = 0.9$) со следующими параметрами: 1) фракционная кристаллизация минералов в пропорции: ильменит 10%, ортопироксен 10%, гранат 80%, что соответствует ассоциации ильменит-ортопироксен-гранатового ксенолита (Peresetskaya et al., 2019), 2) фракционная кристаллизация минералов в пропорции: ильменит 10%, ортопироксен/оливин 50%, клинопироксен 10%, гранат 30%.

нопироксена и/или ортопироксена/оливина будет способствовать накоплению высокозарядных элементов, включая Nb и Zr в расплаве, поскольку Kd для этих элементов <1, что приведет к увеличению концентрации этих элементов в ильмените (рис. 11).

Изученные кимберлиты характеризуются повышенными концентрациями не только ильменита, но также и других минералов-мегакристов, таких как гранат, клинопироксен, ортопироксен, оливин, флогопит (Саблуков и др., 2000; Kostrovitsky et al., 2004; Голубев и др., 2010; Сазонова и др., 2015; Kargin et al., 2016, 2017a). Наличие среди мантийных ксенолитов в кимберлитах трубки им. В. Гриба сростков ильменита с другими минералами-мегакристами (Kostrovitsky et al., 2004) позволяет предположить их совместную кристаллизацию.

Наиболее хромистые ильмениты из кимберлитов Кепинского поля обладают минимальными концентрациями Zr и Nb и характеризуются близостью по составу к ильменитам из ксенолитов PIC и полимиктовых брекчий (рис. 9, 10), что позволяет рассматривать их составы как наиболее ранние (примитивные). В таком случае увеличение концентраций Zr и Nb на фоне уменьшения содержаний MgO, NiO, Cr_2O_3 (рис. 5, 9, 10) соответствует модели совместной фракционной кристаллизации ильменита и минералов мегакристной ассоциации (Moore et al., 1992), включая гранат, клинопироксен, ортопироксен и/или оливин. Исходя из этого, была рассчитана возможная эволюция состава ильменита в кимберлитах Кепинского поля в ходе фракционирования силикатных минералов мегакристов (до 40%) при подчиненной роли процессов ассимиляции литосферного материала, главным образом ортопироксена (рис. 11). Необходимо отметить, что вариация доли кристаллизирующейся силикатной фазы не приводит к существенному сдвигу линии фракционирования.

В отличие от ильменита из кимберлитов Кепинского поля, ильменит из кимберлитов трубки им. В. Гриба не показывает значимой корреляции концентраций Zr и Nb с Cr_2O_3 или MgO (рис. 9, 10), что позволяет предположить дополнительный фактор, влияющий на эволюцию состава ильменита, такой как интенсивное взаимодействие кимберлитовых расплавов с литосферной мантией. Такие модели были рассчитаны для

ильменитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба (рис. 11). Они воспроизводят интенсивное взаимодействие кимберлитовых (протокимберлитовых) расплавов с литосферной мантией, что согласуется с исследованием ксенолитов мантийных перидотитов и минералов мегакристной ассоциации трубки им. В. Гриба (Kargin et al., 2016, 2017a) и является одним из основных механизмов прохождения кимберлитовых расплавов через литосферную мантию (Harte, 1983) при формировании магмопроводящего канала (Giuliani et al., 2014; Ashchepkov et al., 2014). Таким образом, фракционирование силикатных минералов в различных пропорциях (в основном изменение доли граната) может объяснить широкий разброс состава ильменита из кимберлитов трубки им. В. Гриба.

Расчеты моделей AFC показывают, что при формировании ильменита из безрудных кимберлитов Кепинского поля ведущую роль играли процессы фракционной кристаллизации ильменита и других индикаторных минералов (гранат, клинопироксен, ортопироксен, оливин), тогда как при формировании ильменитов из алмазоносных кимберлитов трубки им. В. Гриба – процессы фракционной кристаллизации совместно с интенсивной ассимиляцией вещества литосферной мантии.

Вопросы фугитивности кислорода

Чувствительность системы Fe–Ti–O к изменениям окислительного потенциала может быть использована в целях прогноза алмазоносности (например, Gurney et al., 1993), поскольку ильмениты из алмазоносных кимберлитов характеризуются, наряду с высоким содержанием MgO, низким содержанием Fe_2O_3, в отличие от ильменитов из безрудных кимберлитов (например, Gurney, Zweistra, 1995). Предполагается, что повышение окислительного потенциала приводит к растворению алмаза, которое может происходить как в мантии под воздействием окисленного флюида, так и в высокотемпературной транспортирующей магме (Fedortchouk, Zhang, 2011).

Исследования системы Fe–Ti–O (например, Haggerty, Tomkins, 1983; Gurney et al., 1993) показывают, что в системе ильменит–гейкелит–гематит существует область несмесимости (рис. 12), примыкающая к стороне $MgTiO_3$–Fe_2O_3 и протягивающаяся к вершине $FeTiO_3$ (Gurney et al., 1993). Соответственно, богатые Mg составы не могут содержать много гематитового минала (рис. 12). Кроме того, положение изобар фугитивности кислорода таково, что составы с низким-умеренным содержанием Fe_2O_3 и высоким – гейкилита, будут устойчивы в широком интервале значений fO_2 (например, Haggerty, Tomkins, 1983). При низкой доле гейкилитового минала смесимость ильменита с гематитом не будет ограничена, поэтому происходит рост Fe^{3+} в низко-Mg составах. На положение поля кимберлитовых ильменитов на тройной $MgTiO_3$–Fe_2O_3–$FeTiO_3$ диаграмме также значительно влияет тройной сольвус (Haggerty, Tomkins, 1983; Gurney et al., 1993).

Как следует из опубликованных данных и наших оценок, приведенных в разделе *P-T* условия формирования ильменита, ильмениты из обоих изученных кимберлитов характеризуются относительно близкими величинами Fe_2O_3/FeO отношения и fO_2 при слабом повышении их значений для ильменитов из кимберлитов Кепинского поля. Однако на бинарных диаграммах (рис. 6 и 13), характеризующих распределение Fe_2O_3/FeO в изученных кимберлитах, составы ильменитов из кимберлитов Кепинского поля и трубки им. В. Гриба имеют ряд различий. Для ильменитов из кимберлитов Кепинского поля характерно увеличение содержания Fe_2O_3 при уменьшении концентраций MgO и TiO_2, что соответствует замещению (1), которое характерно для кристаллизации ильменита основной массы кимберлитов и краевых частей мегакристов, согласно (Semytkivska, 2010):

$$Mg^{2+} + Ti^{4+} \rightarrow 2Fe^{3+}. \quad (1)$$

В наиболее фракционированных ильменитах с низкой концентрацией MgO данное замещение выражено наиболее сильно, что приводит к увеличению значения отношения Fe_2O_3/FeO (рис. 13а). Дополнительно, отмеченное выше замещение (1) будет стабилизировать оксидную фазу относительно силикатов (Frost, 1991).

Составы ильменитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба на данных диаграммах (рис. 13) образуют компактные поля и возрастание Fe_2O_3/FeO отношения происходит при постоянном содержании MgO (рис. 13а) и уменьшающемся TiO_2 (рис. 13б) за счет механизма переноса заряда между Ti^{4+} и Fe^{2+} (Seda, Hearne, 2004).

Рассмотрение составов на диаграмме $MgTiO_3$–Fe_2O_3–$FeTiO_3$ (рис. 12) показывает, что тренды изменения состава ильменита из кимберлитов Кепинского поля в целом следуют вдоль изобар фугитивности кислорода, что не предполагает значительного увеличения значений fO_2 в ходе их фракционной кристаллизации (рис. 12б). Ильме-

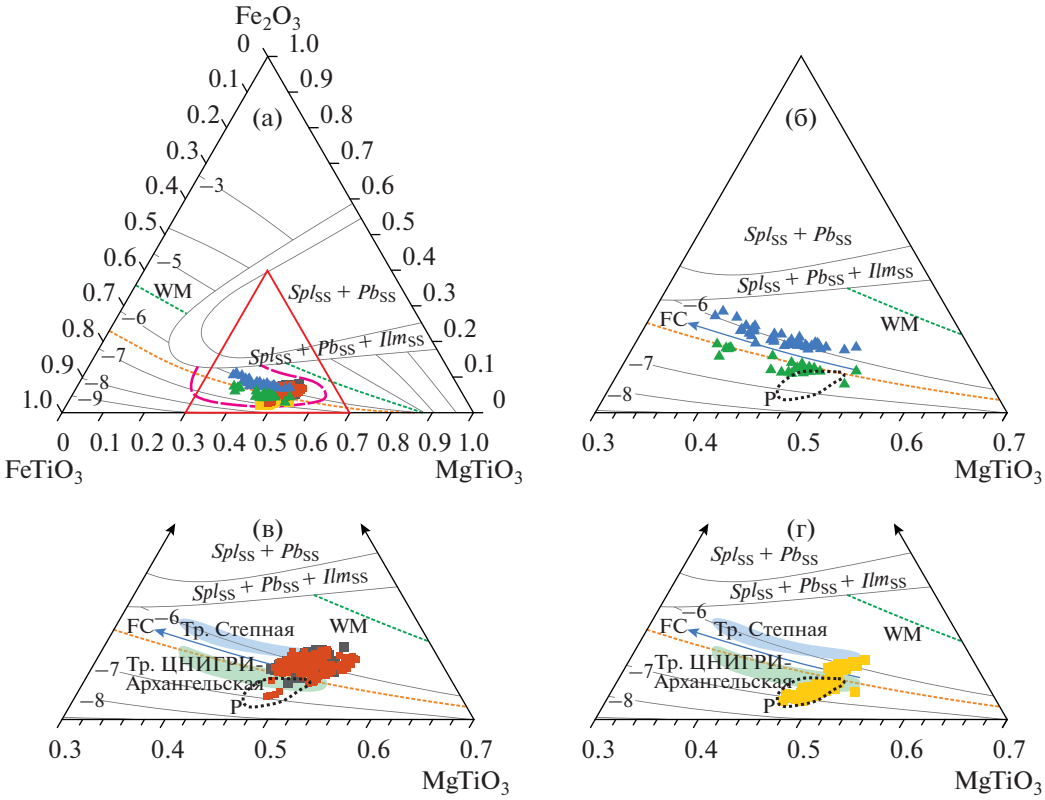

Рис. 12. Тройные диаграммы $FeTiO_3$–$MgTiO_3$–Fe_2O_3 (ильменит–гейкелит–гематит) для изученных ильменитов (а) с детализацией для ильменитов из кимберлитов Кепинского поля (б), мегакристы ильменита и ильменит из безгранатовых перидотитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба, (в) и ильменит в срастании с минералами мегакристной ассоциации из кимберлитов трубки им. В. Гриба (г).
Черной точечной линией "P" оконтурена область состава ильменита из ксенолитов типа PIC и ксенолитов полимиктовых брекчий из кимберлитов провинции Кимберли, Южная Африка (Giuliani et al., 2013; Fitzpayne et al., 2018b). Поле составов ильменитов из кимберлитов (пунктирная линия на рис. (а)) нанесено по (Gurney et al., 1993). Голубая стрелка "FC" показывает тренд фракционной кристаллизации ильменита из кимберлитов Кепинского поля. На диаграммы нанесены линии изобар fO_2, согласно (Haggerty, Tomkins, 1983), зеленая точечная линия показывает положение изобары fO_2, соответствующей окислительно-восстановительному буферу WM (вюстит–магнетит) при давлении 30 кбар и температуре 1300°C, оранжевая точечная линия показывает положение изобары fO_2, соответствующей окислительно-восстановительному буферу EMOG (энстатит–магнезит–оливин–графит) при давлении 29.6 кбар и температуре 1230°C, по (Haggerty, Tomkins, 1983). Поля Spl_{ss} + Pb_{ss} + Ilm_{ss} и Spl_{ss} + Pb_{ss} по (Gurney et al., 1993) показывают область существования твердых растворов: шпинели, псевдобрукита и ильменита, а также шпинели и псевдобрукита соответственно.

ниты из кимберлитов разных трубок Кепинского поля, образуют параллельные тренды, соответствующие разным значениям fO_2, что может свидетельствовать о том, что ильмениты из разных кимберлитов формировались в разных условиях. Компактное поле мегакристов ильменитов из трубки им. В. Гриба так же, как поле ильменита из безгранатовых перидотитов (рис. 12в), пересекает изобары fO_2 в области, сдвинутой к стороне $MgTiO_3$–Fe_2O_3, что может указывать на формирование ильменита в условиях возрастания окислительного потенциала. Это поле перекрывает составы наименее фракционированных ильменитов из кимберлитов трубок Кепинского поля. В целом положение точек также может подчиняться поверхности сольвуса (рис. 12). Обращает на себя внимание положение поля ильменитов из сростков с минералами низко-Cr мегакристной ассоциации (гранат, ортопироксен), протягивающееся в область изобар с очень низкой фугитивностью кислорода, в отличие от мегакристов ильменита и ильменита из перидотитовых ксенолитов (рис. 12в). В последнем случае часть точек с низкими значениями fO_2 попадают в область ильменита из ксенолитов полимиктовых брекчий или ксенолитов PIC типа. В области более высоких значений fO_2 отмечается перекрытие состава ильменита разных типов из трубки им. В. Гриба и

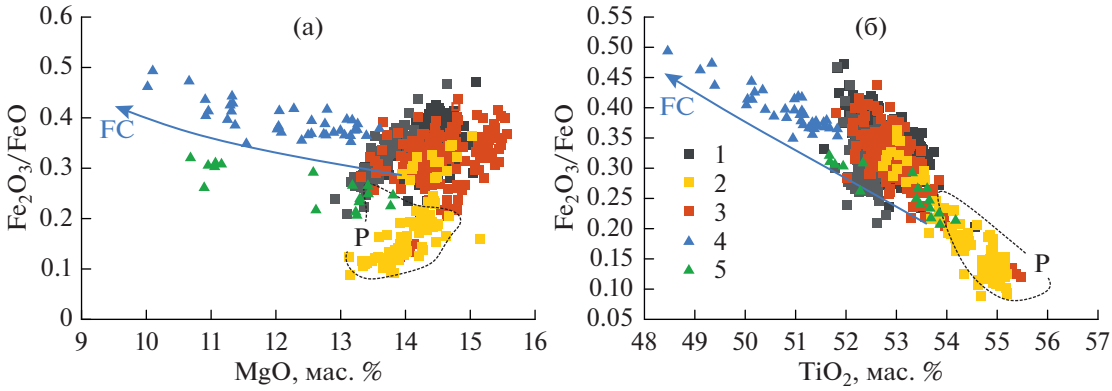

Рис. 13. Распределение концентраций FeO и Fe_2O_3 в изученных ильменитах.
1–3 – ильмениты из трубки им. В. Гриба: 1 – из ксенолитов мантийных перидотитов, 2 – из сростков с минералами низко-Cr мегакристной ассоциации (Peresetskaya et al., 2019), 3 – мегакристы и их фрагменты. 4, 5 – ильмениты из трубок Кепинского поля: 4 – Степная, 5 – ЦНИГРИ-Архангельская. Голубая стрелка "FC" показывает тренд фракционной кристаллизации ильменита из кимберлитов Кепинского поля. Черной пунктирной линией "P" оконтурена область состава ильменита из ксенолитов типа PIC и ксенолитов полимиктовых брекчий из кимберлитов провинции Кимберли, Южная Африка (Giuliani et al., 2013; Fitzpayne et al., 2018b).

наименее фракционированных ильменитов Кепинского поля (рис. 12).

Использование состава ильменита как индикатора потенциальной алмазоносности кимберлитовых объектов ААП

Содержание TiO_2 в валовых пробах кимберлитов и состав ильменита используются для оценки перспектив алмазоносности кимберлитовых объектов. Была показана отрицательная корреляция содержания TiO_2 в валовых пробах кимберлитов и алмазоносности кимберлитов Якутии (Vasilenko et al., 2002) и та же закономерность обсуждалась для кимберлитов ААП (Кононова и др., 2007). В целом повышенную концентрацию TiO_2 в кимберлитах можно рассматривать как их переход к айликитовым составам (например, Francis, Patterson, 2009). Поэтому пересмотр классификации щелочно-ультрамафических пород с привлечением данных не только по валовому составу, а также по породообразующим минералам позволяет более надежно выделить среди кимберлитов с высоким содержанием TiO_2 разновидности, близкие к безрудным айликитам (Каргин и др., 2017).

В работе (Gurney, Zweistra, 1995) было предложено использовать для оценки продуктивности кимберлитовых трубок диаграмму MgO–Fe_2O_3 для ильменитов, на которой степень алмазоносности кимберлитов понижалась с увеличением содержания Fe_2O_3 и уменьшением MgO. Диаграмма основана на предположении, что ильмениты с более высоким содержанием Fe_2O_3 кристаллизовались в более окислительной среде, которая является негативным фактором для сохранности алмаза (Gurney, Zweistra, 1995; Kostrovitsky et al., 2004). Однако анализ состава ильменита из алмазоносных кимберлитов мировых проявлений показал, что данная модель не является универсальной (обзор в Castillo-Oliver et al., 2017). На диаграмме MgO–Fe_2O_3 (рис. 14а) фигуративные точки составов ильменитов из трубки им. В. Гриба так же, как и наиболее магнезиальные и примитивные ильмениты из кимберлитов Кепинского поля, попадают в поле кимберлитов с хорошо сохранными алмазами (т.е. в поле трубок с повышенной алмазоносностью). Большая часть составов ильменита из кимберлитов Кепинского поля в процессе фракционной кристаллизации смещается из поля I в поле II (рис. 14а), соответствующее составам умеренно-алмазоносных кимберлитов, что не согласуется с их природной весьма убогой алмазоносностью. Позиция ильменитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба в поле I высокоалмазоносных кимберлитов соответствует их реальной алмазоносности. Таким образом, как было показано выше, рассмотрение содержания Fe_2O_3 в ильменитах без учета поведения других компонентов является недостаточным для оценки фугитивности кислорода и, соответственно, сохранности алмазов в кимберлитах.

В работе (Carmody et al., 2014) для оценки потенциальной алмазоносности используются концентрации редких элементов в ильменитах, таких как Zr, Hf, Nb, Ta (рис. 14б). Выяснилось, что ильмениты из алмазоносных кимберлитов Якутии обладают значениями Zr/Nb отношения более 0.37 и Nb/Ta менее 10 (Carmody et al., 2014).

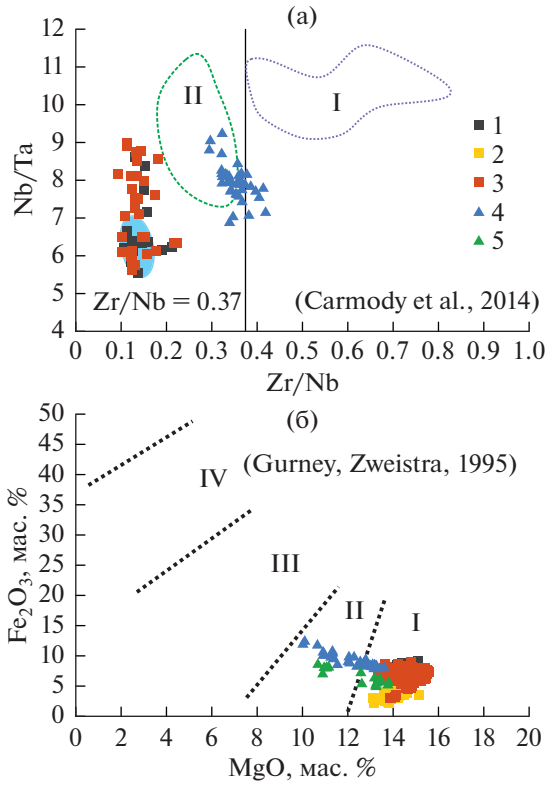

Рис. 14. Дискриминационные диаграммы Nb/Ta–Zr/Nb (а) и Fe_2O_3–MgO (б) для изученных ильменитов.
1–3 – ильмениты из трубки им. В. Гриба: 1 – из ксенолитов мантийных перидотитов, 2 – из сростков с минералами низко-Cr мегакристной ассоциации (Peresetskaya et al., 2019), 3 – мегакристы и их фрагменты; 4, 5 – ильмениты из трубок Кепинского поля: 4 – Степная, 5 – ЦНИГРИ-Архангельская. На рис. (а) поля ильменитов из кимберлитов с различным уровнем алмазоносности представлены согласно (Gurney, Zweistra, 1995): I – высокоалмазоносные, с отличной сохранностью алмаза, II – умеренно-алмазоносные, III – низкоалмазоносные, с плохой сохранностью алмаза, IV – безрудные. На рис. (б) поля ильменитов из кимберлитов Якутской провинции с различным уровнем алмазоносности представлены согласно (Carmody et al., 2014): I – высокоалмазоносные кимберлиты, II – низкоалмазоносные и безрудные кимберлиты. Голубым полем показаны составы ильменита из включения в алмазах из трубки Спутник, Якутская провинция (Sobolev et al., 1997).

Изученные нами ильмениты из алмазоносных кимберлитов трубки им. В. Гриба по этим параметрам попадают в область безрудных кимберлитов. Под эти критерии также попадает большая часть состава ильменита из безрудных кимберлитов Кепинского поля (рис. 14б), которые имеют значения Zr/Nb больше, чем таковые для ильменитов из алмазоносных кимберлитов трубки им. В. Гриба. В работе (Castillo-Oliver et al., 2017) показано, что величина Zr/Nb может увеличиваться при возрастании степени взаимодействия ильменитов с кимберлитовыми расплавами, а не отражать более благоприятную для формирования алмаза среду. В нашем случае возрастание величины Zr/Nb отношения может являться следствием фракционной кристаллизации мегакристов. Таким образом, на диаграмме Zr/Nb–Nb/Ta изученные ильмениты из кимберлитов ААП с различной алмазоносностью показывают распределение, противоположное тому, которое было предложено авторами работы (Carmody et al., 2014). Сами авторы (Carmody et al., 2014) отмечают, что с большой вероятностью предложенная диаграмма может быть применима только для ильменитов из одной провинции.

Таким образом, с одной стороны, использование доступных диаграмм для оценки потенциальной алмазоносности кимберлитовых объектов по составу ильменита не коррелирует с природными концентрациями алмаза в изученных кимберлитах ААП. С другой стороны, проведенные исследования показали, что ильмениты из кимберлитов с различной степенью алмазоносности в пределах ААП различаются между собой по содержанию ряда главных и редких элементов, включая Cr, Ni, Nb, Zr, что может быть использовано как один из критериев оценки продуктивности кимберлитов в пределах ААП.

Одним из важных отличий является наличие скачка относительно концентрации Zr и в мень-

шей степени Nb между ильменитами из алмазоносных кимберлитов трубки им. В. Гриба и безрудных кимберлитов Кепинского поля (рис. 9, 10), что может отражать исходное различие в их источнике с последующей эволюцией равновесных ильмениту кимберлитовых расплавов. Данные различия могут быть связаны с вариацией источника алмазоносных и безрудных кимберлитов по содержанию карбонатной и водной компонент, поскольку Zr является крайне несовместимым элементом в карбонатитовых расплавах и накапливается в силикатных (Martin et al., 2013). Однако решение данного вопроса требует дополнительных петролого-геохимических исследований кимберлитов с различной степенью алмазоносности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование ильменита из алмазоносных кимберлитов трубки им. В. Гриба (Черноозерское поле) и безрудных кимберлитов трубок ЦНИГРИ-Архангельская (К3а) и Степная (аномалия 688) (Кепинское поле) позволило установить основные отличия в их составе, отражающие различные пути эволюции кимберлитовых магм алмазоносных и безрудных кимберлитов. Выявленные закономерности можно использовать при оценке продуктивности кимберлитовых тел при проведении прогнозно-поисковых работ.

Было установлено, что ильмениты безрудных кимберлитов Кепинского поля отличаются от ильменитов из алмазоносных кимберлитов трубки им. В. Гриба меньшими концентрациями Mg, Ti, Cr, Ni, Cu на фоне увеличения содержаний Fe (как Fe^{3+}, так и Fe^{2+}), Nb, Ta, Zr, Hf, Zn, V. Изученные ильмениты из кимберлитов двух полей отчетливо отличаются по содержаниям Nb и Zr: ильмениты из кимберлитов трубки им. В. Гриба имеют более низкие концентрации этих элементов, чем ильмениты из кимберлитов Кепинского поля. Стоит отметить наличие скачка относительно концентрации Zr: в ильменитах из алмазоносных кимберлитов она не превышает 110 ppm, тогда как в ильменитах из безрудных кимберлитов – более 300 ppm.

Проведенное рассмотрение особенностей состава ильменита из кимберлитов Кепинского поля и трубки им. В. Гриба, которые контролируются окислительным потенциалом, позволяет отметить следующее:

(1) Величины $\lg fO_2$ при формировании ильменитов из обоих объектов различались не более чем на 1–2. Ильмениты из кимберлитов трубки им. В. Гриба кристаллизовались в условиях возрастания фугитивности кислорода: возможно, такой тренд может быть связан с ассимиляцией метасоматизированных окисленных мантийных перидотитов (например, Yaxley et al., 2017).

(2) Различный характер трендов состава ильменита в системе $MgTiO_3$–Fe_2O_3–$FeTiO_3$ указывает на разные механизмы, контролировавшие катионные замещения, в том числе и вхождение Fe^{3+} совместно с Fe^{2+} при сохранении величины Fe_2O_3/FeO отношения (уменьшение гейкилитового минала) в ильменитах из кимберлитов Кепинского поля. Замещения в ильменитах из кимберлитов трубки им. В. Гриба (уменьшение ильменитового минала) связаны, скорее всего, с процессами ассимиляции мантийных пород протокимберлитовым расплавом при генерации этих ильменитов.

Выявленные отличия хорошо согласуются с разными моделями фракционной кристаллизации и ассимиляции формирования ильменитов из кимберлитов различных полей: (1) при формировании ильменита из безрудных кимберлитов ведущую роль играли процессы фракционной кристаллизации как самого ильменита, так и других минералов (гранат, клинопироксен, ортопироксен, оливин) из расплавов; (2) состав ильменита из высокоалмазоносных кимберлитов контролировался процессами фракционной кристаллизации минералов-мегакристов и интенсивной ассимиляции вещества литосферной мантии.

Полученные результаты позволили предположить модель эволюции кимберлитовых расплавов, объясняющую появление алмазоносных и безрудных кимберлитов. Модель базируется на положении о том, что подъем кимберлитовых расплавов из зоны генерации на поверхность является сложным многостадийным процессом (например, Giuliani et al., 2014, 2016). Основной причиной многоактного характера продвижения кимберлитовых расплавов является то, что первичные щелочно-ультраосновные расплавы неравновесны как с астеносферной, так и с литосферной мантией (Kopylova et al., 2007; Yaxley et al., 2017), в связи с чем первые порции таких расплавов часто не достигают поверхности и кристаллизуются на мантийных глубинах (Pokhilenko, 2009; Giuliani et al., 2014, 2016). Для беспрепятственного быстрого подъема с больших мантийных глубин (с основания литосферной мантии) кимберлитовым расплавам необходима промежуточная подготовительная стадия, которая обеспечит равновесие между щелочно-ультраосновными расплавами и мантией, иными словами необходим этап подго-

товки мантийного канала, по которому будут подниматься следующие порции кимберлитовых расплавов (Giuliani et al., 2014; Ashchepkov et al., 2014). В качестве такой стадии можно рассматривать мантийный метасоматоз под воздействием ранних порций кимберлитовых расплавов, приведший к формированию гранатовых лерцолитов и минералов мегакристов (обзор в Kargin et al., 2016, 2017a; Bussweiler et al., 2018), с их последующим преобразованием во флогопитовые пироксениты (клинопироксен-флогопитовые породы) и породы типа PIC (Erlank et al., 1987; Gregoire et al., 2003; Kargin et al., 2017a; Fitzpayne et al., 2018a, 2018b). На этой стадии кимберлитовые расплавы интенсивно взаимодействуют с окружающей литосферной мантией, вследствие чего преобладают процессы ассимиляции литосферного материала (Костровицкий et al., 2013; Giuliani et al., 2014; Ashchepkov et al., 2014). Последующие порции кимберлитового расплава, проходящие через созданные ранее мантийные зоны, испытывали меньшее взаимодействие с окружающей литосферной мантией (например, Ashchepkov et al., 2014). Динамика прохождения расплавов через каналы магмоподводящей системы может определяться различными факторами, такими как: степень проработки транспортного канала, соотношениями режимов сжатия и растяжения в различных сегментах системы как во времени, так и в пространстве.

Базируясь на вышеуказанной модели, можно предположить, что кимберлитовые расплавы, образовавшие алмазоносные кимберлиты трубки им. В. Гриба, формировались на этапах становления магмопроводящей системы, когда кимберлитовые расплавы интенсивно взаимодействовали с окружающей литосферной мантией. Такая ситуация могла возникнуть либо на ранних стадиях проработки транспортного канала, либо в условиях локального растяжения и быстрого подъема расплава, препятствовавшего кристаллизации фенокристов и обеспечившего подъем большого количества захваченного ксеногенного материала. Этот вывод согласуется с особенностями состава ильменита, изученного в настоящей работе, а также с результатами проведенных ранее исследований мантийных ксенолитов перидотитового состава из кимберлитов трубки им. В. Гриба, которые указывают на несколько этапов мантийного метасоматоза (Kargin et al., 2016, 2017a), источником которого могли быть щелочно-ультрамафические расплавы, в том числе и кимберлиты.

Формирование расплавов безрудных кимберлитов Кепинского поля происходило тогда, когда литосферная мантия в зоне прохождения кимберлитовых расплавов была уже геохимически переуравновешена с ними либо в условиях, обеспечивших задержку в подъеме расплава и кристаллизацию фенокристов оливина и прочих фаз. Высокие температуры формирования граната ильменитового парагенезиса из кимберлитов Кепинского поля (Саблуков и др., 2009), указывающие на интенсивный расплавный метасоматоз мантийных пород, согласно модели (Griffin et al., 1999), согласуются с равновесием мантийного канала с кимберлитовыми расплавами при формировании безрудных кимберлитов, тогда как при формировании алмазоносных кимберлитов ААП предполагается умеренный характер проявления мантийного метасоматоза (Саблуков и др., 2009). Поскольку магматический канал во время подъема безрудных кимберлитовых расплавов был уже армирован новообразованными минеральными ассоциациями, равновесными с ними, эти расплавы проходили нижние, потенциально алмазоносные, глубинные горизонты литосферной мантии без интенсивного взаимодействия с ними.

Предложенная модель хорошо объясняет различия в составах ильменита и в изменении концентрации TiO_2 в кимберлитах трубки им. В. Гриба и в кимберлитах Кепинского поля и позволяет связать их с уровнем алмазоносности пород. Также полученные данные указывают на безрудный характер кимберлитов и родственных пород Кепинского поля и могут быть использованы при оценке ореолов индикаторных минералов кимберлитов в промежуточных коллекторах раннекаменноугольного возраста на территории ААП. В то же время остается ряд неясных моментов, например таких, как более древний возраст кимберлитов Кепинского поля (Третяченко 2008, Ларионова и др., 2016) и связанный с ним вопрос о возможных нескольких импульсах формирования кимберлитов ААП. Требует объяснения практически полное отсутствие ильменита в кимберлитах Золотицкого поля ААП, алмазоносность которых достигает промышленного уровня. Являются ли они остаточными расплавами, которые были сформированы после генерации ильменитсодержащего мантийного парагенезиса или представляют собой уникальные исходные расплавы? Очевидно, что на многие вопросы будут найдены ответы, если будет определен состав первичного расплава/расплавов родоначальных для кимберлитов ААП и их последующая эволюция, а также проведены прецизионные геохронологические исследования возраста кимберлитов Кепинского поля.

Благодарности. Авторы благодарят И.С. Сагайдака и других сотрудников ТФГИ по СЗ ФО,

г. Архангельск, руководство ОАО “Севералмаз” и лично А.С. Галкина, И.С. Зезина, А.Н. Гудина за разрешение и содействие в отборе образцов кимберлитов. Микрозондовые исследования ильменита выполнены благодаря Е.В. Ковальчук (ИГЕМ РАН). Авторы признательны И.В. Ащепкову и А.В. Гирнису за конструктивную критику, которая способствовала значительному улучшению статьи.

Источники финансирования. Исследования поддержаны грантом РНФ № 19-17-00024. Исследование ильменита из кимберлитовых объектов Кепинского поля выполнено при финансовой поддержке гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых МК-57.2019.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арзамасцев А.А., Ву Ф.-Я. U-Pb геохронология и изотопная (Sr, Nd) систематика минералов щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 496–515. https://doi.org/10.7868/S0869590314050021

Веричев Е.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. Геология, состав, условия образования и методика разведки месторождений алмазов – кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) // Геология рудн. месторождений. 2003. Т. 45. № 5. С. 387–414.

Гаранин В.К., Бовкун А.В., Гаранин К.В. и др. Микрокристаллические оксиды из кимберлитов России. М.: ГЕОС, 2009. 498 с.

Голубев Ю.К., Прусакова Н.А., Голубева Ю.Ю. Кепинские кимберлиты, Архангельская область // Руды и металлы. 2010. Т. 1. С. 38–44.

Голубкова А.Б., Носова А.А., Ларионова Ю.О. Мегакристы Mg-ильменита из кимберлитов Архангельской провинции (Россия): генезис и взаимодействие с кимберлитовым расплавом и посткимберлитовым флюидом // Геохимия. 2013. Т. 2013. № 5. С. 396–427. https://doi.org/10.7868/S0016752513030035

Каргин А.В., Голубева Ю.Ю., Демонтерова Е.И., Ковальчук Е.В. Петрографо-геохимическая типизация триасовых щелочно-ультрамафических пород севера Анабарского алмазоносного района, Якутия // Петрология. 2017. Т. 25. № 6. С. 547–580. https://doi.org/10.7868/S0869590317060036

Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатиков О.А., Каргин А.В. Алмазоносность кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельская область) // Геология рудн. месторождений. 2007. Т. 49. № 6. С. 483–505.

Костровицкий С.И., Алымова Н.В., Яковлев Д.А. и др. Особенности химического состава пикроильменита из алмазоносных полей Якутской провинции // Докл. АН. 2006. Т. 406. № 3. С. 350–354.

Костровицкий С.И., Соловьева Л.В., Яковлев Д.А. и др. Кимберлиты и мегакристная ассоциация минералов, изотопно-геохимические исследования // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 143–162. https://doi.org/10.7868/S0869590313020052

Лапин А.В., Толстов А.В., Лисицын Д.В. Кимберлиты и конвергентные породы. М.: ИМГРЭ, 2004. 226 с.

Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В., Лебедева Н.М. и др. Возраст кимберлитов Архангельской провинции: Rb-Sr, $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопно-геохронологические и минералогические данные для флогопита // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 607–639. https://doi.org/10.7868/S0869590316040026

Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В. Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района, Архангельская алмазоносная провинция // Петрология. 2000. Т. 8. № 5. С. 518–548.

Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Гриффин В.Л. Распределение редких элементов в глубинных минералах кимберлитов как признак плюмовых процессов на севере Русской платформы // Глубинный магматизм, его источники и плюмы. IX Международный семинар. Под ред. Н.В. Владыкина. Миасс, Иркутск: Институт географии СО РАН, 2009. С. 135–170.

Сазонова Л.В., Носова А.А., Каргин А.В. и др. Оливин кимберлитов трубок Пионерская и им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): типы, состав, происхождение // Петрология. 2015. Т. 23. № 3. С. 251–284. https://doi.org/10.7868/S086959031503005X

Соловьева Л.В., Костровицкий С.И., Калашникова Т.В., Иванов А.В. Природа флогопит-ильменитовых и ильменитовых парагенезисов в мантийных ксенолитах из трубки Удачная // Докл. АН. 2019. Т. 486. № 2. С. 223–227. https://doi.org/10.31857/S0869-56524862223-227

Третяченко В.В. Литолого-фациальная характеристика и палеографические условия формирования раннекаменноугольных промежуточных коллекторов Зимнебережного алмазоносного района // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях: материалы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК “АЛРОСА”. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2008а. С. 125–131.

Третяченко В.В. Архангельская кимберлит – пикритовая область (особенности формационного состава, критериев алмазоносных кимберлитов // Материалы V Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвященной 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ – НИГП АК “АЛРОСА” (ПАО) “Эффективность геологоразведочных работ на алмазы”. Мирный: Акционерная компания “АЛРОСА”, 2018. С. 199–209.

Хвостиков В.А., Карандашев В.К., Бурмий Ж.П. Оптимизация условий анализа методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерным

пробоотбором // Заводская лаборатория. Диагностика минералов. 2017. Т. 83. С. 13–20.

Щукина Е.В., Головин Н.Н., Мальковец В.Г., Похиленко Н.П. Минералогия и *P-T* параметры равновесия минеральных парагенезисов перидотитов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) // Докл. АН. 2012. Т. 444. № 6. С. 660–665.

Щукина Е.В., Агашев А.М., Костровицкий С.И., Похиленко Н.П. Метасоматические изменения литосферной мантии в районе кимберлитовой трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 12. С. 2153–2172. https://doi.org/10.15372/GiG20151204

Afanasiev V.P., Ashchepkov I.V., Verzhak V.V. et al. *P-T* conditions and trace element variations of picroilmenites and pyropes from placers and kimberlites in the Arkhangelsk region, NW Russia // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 70–71. № 1. P. 45–63. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.03.002

Ashchepkov I.V., Alymova N.V., Logvinova A.M. et al. Picroilmenites in Yakutian kimberlites: variations and genetic models // Solid Earth. 2014. V. 5. № 2. P. 915–938. https://doi.org/10.5194/se-5-915-2014

Beard A.D., Downes H., Hegner E., Sablukov S.M. Geochemistry and mineralogy of kimberlites from the Arkhangelsk Region, NW Russia: Evidence for transitional kimberlite magma types // Lithos. 2000. V. 51. № 1–2. P. 47–73. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00074-2

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. EUROPE|East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier, 2016. P. 1–18.

Boyd F.R., Nixon P.H. Origins of the ultramafic nodules from some kimberlites of northern Lesotho and the Monastery Mine, South Africa // Phys. Chem. Earth. 1975. V. 9. № C. P. 431–454. https://doi.org/10.1016/0079-1946(75)90032-4

Burgess S.R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9-G10 garnets in peridotite xenoliths, II: REE chemistry // J. Petrol. 2004. V. 45. № 3. P. 609–633. https://doi.org/10.1093/petrology/egg095

Bussweiler Y., Pearson D.G., Stachel T., Kjarsgaard B.A. Cr-rich megacrysts of clinopyroxene and garnet from Lac de Gras kimberlites, Slave Craton, Canada – implications for the origin of clinopyroxene and garnet in cratonic lherzolites // Mineral. Petrol. 2018. V. 112. № S2. P. 583–596. https://doi.org/10.1007/s00710-018-0599-2

Carmody L., Taylor L.A., Thaisen K.G. et al. Ilmenite as a diamond indicator mineral in the Siberian Craton: A tool to predict diamond potential // Econ. Geol. 2014. V. 109. № 3. P. 775–783. https://doi.org/10.2113/econgeo.109.3.775

Castillo-Oliver M., Melgarejo J.C., Galí S. et al. Use and misuse of Mg- and Mn-rich ilmenite in diamond exploration: A petrographic and trace element approach // Lithos. 2017. V. 292–293. P. 348–363. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.09.021

Dawson J.B., Smith J.V. The MARID (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. № 2. https://doi.org/10.1016/0016-7037(77)90239-3

Erlank A.J., Waters F.G., Hawkesworth C.J. et al. Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from Kimberley pipe, South Africa // Mantle Metasomatism. Ed. M. Menzies. San Diego, Calif., USA: Academic Press, 1987. P. 221–311.

Fedortchouk Y., Zhang Z. Diamond resorption: Link to metasomatic events in the mantle or record of magmatic fluid in kimberlitic magma? // Can. Mineral. 2011. V. 49. № 3. P. 707–719. https://doi.org/10.3749/canmin.49.3.707

Fedortchouk Y., Canil D., Carlson J.A. Dissolution forms in Lac de Gras diamonds and their relationship to the temperature and redox state of kimberlite magma // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. V. 150. № 1. P. 54–69. https://doi.org/10.1007/s00410-005-0003-1

Fitzpayne A., Giuliani A., Hergt J. et al. New geochemical constraints on the origins of MARID and PIC rocks: Implications for mantle metasomatism and mantle-derived potassic magmatism // Lithos. 2018a. V. 318–319. P. 478–493. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.08.036

Fitzpayne A., Giuliani A., Phillips D. et al. Kimberlite-related metasomatism recorded in MARID and PIC mantle xenoliths // Mineral. Petrol. 2018b. P. 1–14. https://doi.org/10.1007/s00710-018-0573-z

Francis D., Patterson M. Kimberlites and aillikites as probes of the continental lithospheric mantle // Lithos. 2009. V. 109. № 1–2. P. 72–80. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.05.007

Frost B.R. Stability of oxide minerals in metamorphic rocks // Rev. Mineral. Geochemistry. 1991. V. 25. № 1. P. 469–488.

Giuliani A., Kamenetsky V.S., Kendrick M.A.A. et al. Oxide, sulphide and carbonate minerals in a mantle polymict breccia: Metasomatism by proto-kimberlite magmas, and relationship to the kimberlite megacrystic suite // Chem. Geol. 2013. V. 353. P. 4–18. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.09.025

Giuliani A., Phillips D., Kamenetsky V.S. et al. Petrogenesis of mantle polymict breccias: Insights into mantle processes coeval with kimberlite magmatism // J. Petrol. 2014. V. 55. № 4. P. 831–858. https://doi.org/10.1093/petrology/egu008

Giuliani A., Phillips D., Kamenetsky V.S., Goemann K. Constraints on kimberlite ascent mechanisms revealed by phlogopite compositions in kimberlites and mantle xenoliths // Lithos. 2016. V. 240–243. P. 189–201. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.013

Gregoire M., Bell D.R., Le Roex A.P. Garnet lherzolites from the Kaapvaal Craton (South Africa): Trace element evidence for a metasomatic history // J. Petrol. 2003. V. 44. № 4. P. 629–657. https://doi.org/10.1093/petrology/44.4.629

Griffin W.L., Shee S.R., Ryan C.G. et al. Harzburgite to lherzolite and back again: metasomatic processes in ultramafic

xenoliths from the Wesselton // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 134. P. 232–250.

Gurney J.J., Zweistra P. The interpretation of the major element compositions of mantle minerals in diamond exploration // J. Geochemical Explor. 1995. V. 53. № 1–3. P. 293–309.
https://doi.org/10.1016/0375-6742(94)00021-3

Gurney J.J., Helmstaedt H., Moore R.O.O. A review of the use and application of mantle mineral geochemistry in diamond exploration // Pure Appl. Chem. 1993. V. 65. № 12. P. 2423–2442.
https://doi.org/10.1351/pac199365122423

Haggerty S.E. The chemistry and genesis of opaque minerals in kimberlites // Phys. Chem. Earth. 1975. V. 9. № C. P. 295–307.
https://doi.org/10.1016/0079-1946(75)90024-5

Haggerty S.E., Tomkins L.A. Redox state of Earth's upper mantle from kimberlitic ilmenites // Nature. 1983. V. 303. P. 295–300.

Harte B. Mantle peridotites and processes the kimberlite samples // Continental basalts and mantle xenoliths. Eds. *C. Hawkesworth, M. Norry*. Nantwich, Cheshire, UK: Shiva Publishing Ltd., 1983. P. 46–91.

Jochum K.P., Weis U., Stoll B. et al. Determination of reference values for NIST SRM 610-617 glasses following ISO guidelines // Geostand. Geoanalytical Res. 2011. V. 35. № 4. P. 397–429.
https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2011.00120.x

Johnson K.T.M. Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 133. № 1–2. P. 60–68.
https://doi.org/10.1007/s004100050437

Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Golovin A.V. et al. Ul-trafresh salty kimberlite of the Udachnaya–East pipe (Yakutia, Russia): A petrological oddity or fortuitous discovery? // Lithos. 2012. V. 152. P. 173–186.
https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.04.032

Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A., Tretyachenko V.V. Composition of garnet and clinopyroxene in peridotite xenoliths from the Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk diamond province, Russia: Evidence for mantle metasomatism associated with kimberlite melts // Lithos. 2016. V. 262. P. 442–455.
https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.07.015

Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A. et al. Cr-rich clinopyroxene megacrysts from the Grib kimberlite, Arkhangelsk province, Russia: Relation to clinopyroxene–phlogopite xenoliths and evidence for mantle metasomatism by kimberlite melts // Lithos. 2017a. V. 292–293. P. 34–48.
https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.08.018

Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A. et al. Sheared peridotite xenolith from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk Diamond Province, Russia: Texture, composition, and origin // Geosci. Front. 2017b. V. 8. № 4. P. 653–669.
https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.03.001

Kopylova M.G., Matveev S., Raudsepp M. Searching for parental kimberlite melt // Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. № 14. P. 3616–3629.
https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.05.009

Kostrovitsky S.I., Malkovets V.G., Verichev E.M. et al. Megacrysts from the Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk Province, Russia) // Lithos. 2004. V. 77. № 1–4. Spec. Is. P. 511–523.
https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.014

Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380–360 Ma age range for all magmatism // Lithos. 1993. V. 30. № 1. P. 33–44.
https://doi.org/10.1016/0024-4937(93)90004-V

Lebedeva N.M., Nosova A.A., Kargin A.V., Sazonova L.V. Multi-stage evolution of kimberlite melt as inferred from inclusions in garnet megacrysts in the Grib kimberlite (Arkhangelsk region, Russia) // Mineral. Petrol. 2020 (In press).
https://doi.org/10.1007/s00710-020-00704-0

Martin L.H.J., Schmidt M.W., Mattsson H.B., Guenther D. Element partitioning between immiscible carbonatite and silicate melts for dry and H_2O-bearing systems at 1–3 Gpa // J. Petrol. 2013. V. 54. № 11. P. 2301–2338.
https://doi.org/10.1093/petrology/egt048

Mitchell R.H. Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks. Boston, MA: Springer US, 1995. 410 p.

Mitchell R.H. Experimental studies at 5–12 GPa of the Ondermatjie hypabyssal kimberlite // Lithos. 2004. V. 76. № 1–4. P. 551–564.
https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.032

Moore A.E. A model for the origin of ilmenite in kimberlite and diamond: implications for the genesis of the discrete nodule (megacryst) suite // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. № 2. P. 245–253.
https://doi.org/10.1007/BF00381274

Moore A.E., Lock N.P. The origin of mantle-derived megacrysts and sheared peridotites-evidence from kimberlites in the northern Lesotho – Orange Free State (South Africa) and Botswana pipe clusters // South African J. Geol. 2001. V. 104. № 1. P. 23–38.
https://doi.org/10.2113/104.1.23

Moore R.O., Griffin W.L., Gurney J.J. et al. Trace element geochemistry of ilmenite megacrysts from the Monastery kimberlite, South Africa // Lithos. 1992. V. 29. № 1–2. P. 1–18.
https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90031-S

Peresetskaya E.V., Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A. Origin of high-Ti megacrysts from kimberlites: petrological and geochemical investigations of orthopyroxene-ilmenite-garnet association in xenoliths from the Grib kimberlite (Arkhangelsk, Russia) // Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits. Moscow: VSEGEI, 2019. P. 228–232.

Pilet S., Baker M.B., Müntener O., Stolper E.M. Monte Carlo simulations of metasomatic enrichment in the lithosphere and implications for the source of alkaline basalts //

J. Petrol. 2011. V. 52. № 7–8. P. 1415–1442.
https://doi.org/10.1093/petrology/egr007

Pokhilenko N.P. Polymict breccia xenoliths: Evidence for the complex character of kimberlite formation // Lithos. 2009. V. 112. P. 934–941.
https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.019

Price S.E., Russell J.K., Kopylova M.G. Primitive magma from the Jericho Pipe, N.W.T., Canada: Constraints on primary kimberlite melt chemistry // J. Petrol. 2000. V. 41. № 6. P. 789–808.
https://doi.org/10.1093/petrology/41.6.789

Rawlinson P.J., Dawson J.B.J. A quench pyroxene-ilmenite xenolith from kimberlite: Implications for pyroxene-ilmenite intergrowths // The Mantle Sample: Inclusion in Kimberlites and Other Volcanics. Washington D.C.: Amer. Geophysical Union, 1979. P. 292–299.

Rehfeldt T., Jacob D.E., Carlson R.W., Foley S.F. Fe-rich dunite xenoliths from South African kimberlites: Cumulates from Karoo flood basalts // J. Petrol. 2007. V. 48. № 7. P. 1387–1409.
https://doi.org/10.1093/petrology/egm023

Seda T., Hearne G.R. Pressure induced $Fe^{2+} + Ti^{4+} \rightarrow Fe^{3+} + Ti^{3+}$ intervalence charge transfer and the Fe^{3+}/Fe^{2+} ratio in natural ilmenite ($FeTiO_3$) minerals // J. Phys. Condens. Matter. 2004. V. 16. № 15. P. 2707–2718.
https://doi.org/10.1088/0953-8984/16/15/021

Semytkivska N. Picro-Ilmenites: An experimental study in simple and complex systems to investigate *P-T-f*O_2 composition relations at high pressures // A dissertation submitted to ETH ZURICH for the degree of Doctor of Sciences. ETH Zurich. 2010. DISS. ETH NO.18907.

Sobolev N.V., Kaminsky F.V., Griffin W.L. et al. Mineral inclusions in diamonds from the Sputnik kimberlite pipe, Yakutia // Lithos. 1997. V. 39. № 3–4. P. 135–157.

Sparks R.S.J. Kimberlite volcanism // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2013. V. 41. № 1. P. 497–528.
https://doi.org/10.1146/annurev-earth-042711-105252

Tao R.B., Zhang L.F., Stagno V. et al. High-pressure experimental verification of rutile-ilmenite oxybarometer: Implications for the redox state of the subduction zone // Sci. China Earth Sci. 2017. V. 60. № 10. P. 1817–1825.
https://doi.org/10.1007/s11430-016-9082-5

Vasilenko V., Zinchuk N., Krasavchikov V. et al. Diamond potential estimation based on kimberlite major element chemistry // J. Geochemical Explor. 2002. V. 76. № 2. P. 93–112.
https://doi.org/10.1016/S0375-6742(02)00219-4

Wyatt B.A., Baumgartner M., Anckar E., Grutter H. Compositional classification of "kimberlitic" and "non-kimberlitic" ilmenite // Lithos. 2004. V. 77. № 1–4. Spec. Is. P. 819–840.
https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.025

Xu J., Melgarejo J.C., Castillo-Oliver M. Ilmenite as a recorder of kimberlite history from mantle to surface: examples from Indian kimberlites // Mineral. Petrol. 2018. P. 1–13.
https://doi.org/10.1007/s00710-018-0616-5

Yaxley G.M., Berry A.J., Rosenthal A. et al. Redox preconditioning deep cratonic lithosphere for kimberlite genesis – evidence from the central Slave Craton // Sci. Rep. 2017. V. 7. № 1. P. 30.
https://doi.org/10.1038/s41598-017-00049-3

Zack T., Brumm R. Ilmenite/liquid partition coefficients of 26 trace elements determined through ilmenite/clinopyroxene partitioning in garnet pyroxenites // 7th International Kimberlite Conference. 1998. P. 986–988.

Zhang H.F., Menzies M.A., Mattey D.P. et al. Petrology, mineralogy and geochemistry of oxide minerals in polymict xenoliths from the Bultfontein kimberlites, South Africa: Implication for low bulk-rock oxygen isotopic ratios // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V. 141. № 3. P. 367–379.
https://doi.org/10.1007/s004100100254

Ilmenite from Arkhangelsk Diamond Province, Russia: Composition, Origin and Indicator of Diamond-Bearing Kimberlites

A. V. Kargin[1, 2], A. A. Nosova[1, 2], L. V. Sazonova[3], E. V. Peresetskaya[1, 2, 3], Yu. Yu. Golubeva[4], N. M. Lebedeva[1, 2], V. V. Tretyachenko[5], V. A. Khvostikov[6], and J. P. Burmii[6]

[1]*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[2]*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[3]*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

[4]*Central Institute of Geological Exploration for Base and Precious Metals, Moscow, Russia*

[5]*AC ALROSA Research Geological Prospecting Enterprise, Arkhangelsk, Russia*

[6]*Institute of Microelectronic Technology and Ultrahigh-Purity Materials, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Moscow oblast, Russia*

To provide new insights into the origin and evolution of kimberlitic magmas with different diamond concentrations from the Arkhangelsk diamond province, Russia, we examined the major and trace element composition of ilmenite from diamond-bearing kimberlite of the Grib pipe and diamond barren kimberlites from the Kepino cluster (Stepnaya and TsNIGRI-Arkhangelskaya). Ilmenite from diamond barren kimberlites shows higher Mg, Ti, Cr, Ni, Cu concentrations with increasing of both Fe^{3+} and Fe^{2+} as well as Nb, Ta, Zr,

Hf, Zn, V concentrations. The main difference between kimberlite with different diamond content is the Nb and Zr concentrations and their correlation patterns with Mg and Cr concentrations. Ilmenite from the Grib kimberlite has Zr concentrations up to 110 ppm whereas ilmenite from the Kepino kimberlites has Zr concentrations higher > 300 ppm. The ilmenite crystallisation within the Grib kimberlite occurred under the increasing of oxygen fugacity that may reflect the assimilation of mantle peridotite by kimberlitic magmas. Ilmenite from the Kepino kimberlites suggests its crystallisation under constant oxygen fugacity and the ilmenite composition was controlled by processes of fractional crystallisation of megacrysts minerals. These assumptions were confirmed by AFC calculations. Based on the obtained data we suggested the model of the evolution of kimberlitic magmas for both diamond-bearing and barren kimberlites. Diamond-bearing kimberlitic magmas were generated under intensive interaction of kimberlitic magmas with surrounding lithospheric mantle. It could be possible during the early stages of modification of lithospheric mantle by kimberlitic mamas as well as under local stretching settings when kimberlitic magmas have high ascent speed that prevents the crystallization of phenocrysts and favours the capture of the mantle xenoliths. The formation of barren kimberlitic magmas of occurred when the lithospheric mantle in the zone of magmas ascent was already geochemically equilibrated with them. It could be possible under conditions of compressive stresses dominance that provided lower speeds of the magma's ascent and crystallization of olivine and other megacryst-like phases.

Keywords: Arkhangelsk diamond province, kimberlite, ilmenite, mantle metasomatism, megacrysts, indicator minerals of kimberlites, diamond-grade of kimberlites

ПЕТРОЛОГИЯ, 2020, том 28, № 4, с. 370–392

УДК 552.11

ФЕНОКРИСТЫ ОЛИВИНА И ПИРОКСЕНА КАК ИСТОЧНИКИ ИНФОРМАЦИИ О ПЕРВИЧНОМ РАСПЛАВЕ И ЕГО КОРОВОЙ ЭВОЛЮЦИИ НА ПРИМЕРЕ ПИКРОДОЛЕРИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ С ВОЗРАСТОМ 2.40 МЛРД ЛЕТ КОЛЬСКО-НОРВЕЖСКОГО ТЕРРЕЙНА, СЕВЕРНАЯ ФЕННОСКАНДИЯ[1]

© 2020 г. К. Г. Ерофеева[a, *], А. В. Самсонов[a], А. В. Степанова[b], Ю. О. Ларионова[a], Е. О. Дубинина[a], С. В. Егорова[b], А. А. Арзамасцев[c, d], Е. В. Ковальчук[a], В. Д. Абрамова[a]

[a] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

[b] *Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия*

[c] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

[d] *Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*

**e-mail: xenin.erofeeva@ya.ru*

Поступила в редакцию 18.08.2019 г.
После доработки 11.12.2019 г.
Принята к публикации 29.12.2019 г.

На основании петрографического, геохимического и изотопного (Sr, Nd и $\delta^{18}O$) исследования фенокристов оливина и пироксена проведена расшифровка состава и коровой эволюции первичного расплава для палеопротерозойских (2.40 млрд лет) пикродолеритов на северо-западе Кольской провинции Фенноскандинавского щита. Пикродолериты слагают дифференцированные силлы с S-образными вариациями составов пород в разрезе, в зонах закалки которых порфировидные пикродолериты и оливиновые габбронориты содержат фенокристы оливина и клинопироксена. На основании полученных данных выделены три основных этапа формирования минералов фенокристовой ассоциации. На раннем этапе происходила кристаллизация центральных частей крупных (до 2 мм) фенокристов оливина (*Ol*–1–Ц). Этот оливин (Mg# 85–92) обогащен Ni (от 2845 до 3419 г/т), имеет стабильное Ni/Mg отношение, низкие концентрации Ti, Mn и Co и содержит мелкие (до 10 мкм) дендритовидные ламели диопсид-шпинелевого состава, которые, вероятно, образовались при распаде обогащенного Cr и Ca раннего магматического оливина. По всем этим характеристикам *Ol*–1–Ц – типичный представитель оливинов из примитивных пикритовых и коматиитовых магм (De Hoog et al., 2010; Asafov et al., 2018). В *Ol*–1–Ц присутствуют крупные (до 0.25 мм) твердофазные включения высоко-Al ортопироксена (Mg# 80–88) и клинопироксена (Mg# 82–90), иногда в ассоциации с Ti-паргаситом и хромистой шпинелью (60.4 мас. % Al_2O_3). Эти включения рассматриваются как реликты фрагментов вмещающих пород, захваченных расплавом на глубине более 30 км и сохранившихся благодаря консервации в магматическом оливине. На втором этапе происходило дорастание краевых частей ранних оливиновых фенокристов (*Ol*–1–К), кристаллизация мелких (до 0.3 мм) фенокристов оливина *Ol*–2 с Mg# 76–85 и центральных частей крупных (до 1.5 мм) фенокристов клинопироксена (*Cpx*–Ц) с Mg# 80–85; расплав кристаллизовался в диапазоне температур 1160–1350°C в промежуточной магматической камере в средней коре на глубине 15–20 км. На третьем этапе происходило обрастание фенокристов *Cpx*–Ц каймами (*Cpx*–К) с Mg# 70–72, которые по составу аналогичны клинопироксену из долеритовой основной массы пикродолеритов закалки и габбро-долеритов центральных частей силлов. Этот этап, вероятно, являлся заключительным в эволюции пикродолеритового расплава и был приурочен к уровню становления силлов на глубине около 5 км. На всех этапах кристаллизация пикродолеритового расплава сопровождалась процессами контаминации. Контаминация первичных расплавов веществом верхней мантии и/или нижней коры распознается по включениям ксенокристов в фенокристах *Ol*–1–Ц. О втором этапе коровой контаминации свидетельствуют фенокристы *Cpx*–Ц, имеющие отрицательные величины $\varepsilon_{Nd}(2.40) = -1.1$. Третий этап контаминации, возможно, имел место в верхней коре при подъеме и внедрении расплава по системам пологих трещин, что обусловило различия первичного изотопного состава неодима валовых проб в разных силлах, в разрезе одного силла (Ерофеева и др., 2019), а также в объеме одного образца между фенокристами клинопироксена и вмещающей их основной массой. Кроме того, установлено, что поздние дифференциаты силлов резко обогащены радиогенным стронцием, но не отличаются от остальных проб по изотопному составу неодима, что объясняется добавкой в расплав флюида, образовавшегося при распаде биотита во вмещающих гнейсах.

Ключевые слова: Фенноскандия, Кольско-Норвежский террейн, пикродолериты, палеопротерозой, фенокристы, оливин

DOI: 10.31857/S0869590320040044

ВВЕДЕНИЕ

Одной из наиболее сложных задач магматической петрологии является расшифровка отдельных этапов эволюции базитовых магм и идентификация состава их первичных расплавов. Для решения этой задачи часто используют данные по интрателлурическим вкрапленникам – фенокристаллам, которые доставляются глубинными магмами из промежуточных очагов к поверхности земли и сохраняются в закаленных вулканических и субвулканических породах. В основных породах наиболее распространенными и информативными минералами являются оливин и пироксены, изучению которых посвящено множество работ (например, Sobolev et al., 2007; Herzberg, 2011; Søager et al., 2015).

Геохимические особенности минералов ранних ликвидусных ассоциаций широко и успешно используются для петрогенетических реконструкций расплавов, сформированных в фанерозое (например, Herzberg, 2011; Søager et al., 2015). Для раннедокембрийских комплексов применимость такого подхода ограничена из-за редкой встречаемости сохранившихся первичных минералов, пригодных для геохимических и изотопных исследований (например, Степанов и др., 2013; Asafov et al., 2018; Choi et al., 2019). Примером раннедокембрийских базитов с хорошо сохранившимися фенокристами оливина и пироксена служат палеопротерозойские силлы пикродолеритов с возрастом 2.40 млрд лет, расположенные в пределах Кольско-Норвежского террейна Фенноскандинавского щита (рис. 1) (Stepanova et al., 2017; Ерофеева и др., 2019; Сальникова и др., 2020). Эти гипабиссальные интрузивы являются частью крупной магматической провинции в Восточной Фенноскандии, которая включает коматиитовые базальты, силлы пикродолеритов, дайки оливиновых габброноритов, габбро и долеритов (Kullerud et al., 2006; Puchtel et al., 2016; Степанова и др., 2017; Ерофеева и др., 2019). Результаты петрографического, геохимического и изотопного изучения силлов и даек Кольско-Норвежского террейна свидетельствуют о том, что формирование широкого спектра составов пород могло быть связано с процессами кристаллизационной дифференциации и коровой контаминации единого первичного высокомагнезиального расплава (Ерофеева и др., 2019). Оценка состава, условий зарождения и коровой эволюции исходного расплава была выполнена путем моделирования процессов плавления и дифференциации на основе данных о валовых составах пород. Исследования показали, что главный этап эволюции магмы, обеспечивший разнообразие пород, был связан с дифференциацией и контаминацией исходного высокомагнезиального (MgO ~ 18 мас. %) расплава на верхнекоровом уровне (Ерофеева и др., 2019). Однако открытыми оставались вопросы о составе родоначального расплава и его источнике, а также времени и механизмах формирования изотопной гетерогенности в объеме магматической системы. В настоящей статье обсуждаются результаты петрографических, геохимических и Nd-Sr-O изотопных исследований фенокристов оливина, пироксена и вмещающей их плагиоклаз-пироксеновой основной массы пикродолеритов районов Сорварангер и Лиинахамари, которые позволяют получить ответы на эти вопросы.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрографические исследования проводились с помощью оптического поляризационного микроскопа и сканирующего электронного микроскопа TESCAN Vega II LSH с приставкой для энерго-дисперсионного рентгеноспектрального микроанализа “Inca Energy-350” в Центре коллективного пользования (ЦКП) ФИЦ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск. Состав минералов анализировался в напыленных углеродом (толщина напыления 20 нм) полированных шлифах при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока электронного пучка 15 нА, время накопления спектра – 70 с. При обработке спектров рентгеновского излучения проводилась оптимизация по спектрам простых соединений и стандартизация по набору эталонов породообразующих минералов. Ошибки определений составили для концентраций свыше 10 мас. % – до 2 отн. %, 5–10 мас. % – до 5 отн. %, от 1 до 5 мас. % – до 10 отн. %.

Состав оливина и клинопироксена определялся в лаборатории анализа минерального вещества Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН, Москва) (ЦКП “ИГЕМ-аналитика”) на электронно-зондовом анализаторе (EPMA) JEOL JXA-8200, оснащенном пятью волновыми спек-

[1] Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869590320040044 для авторизованных пользователей.

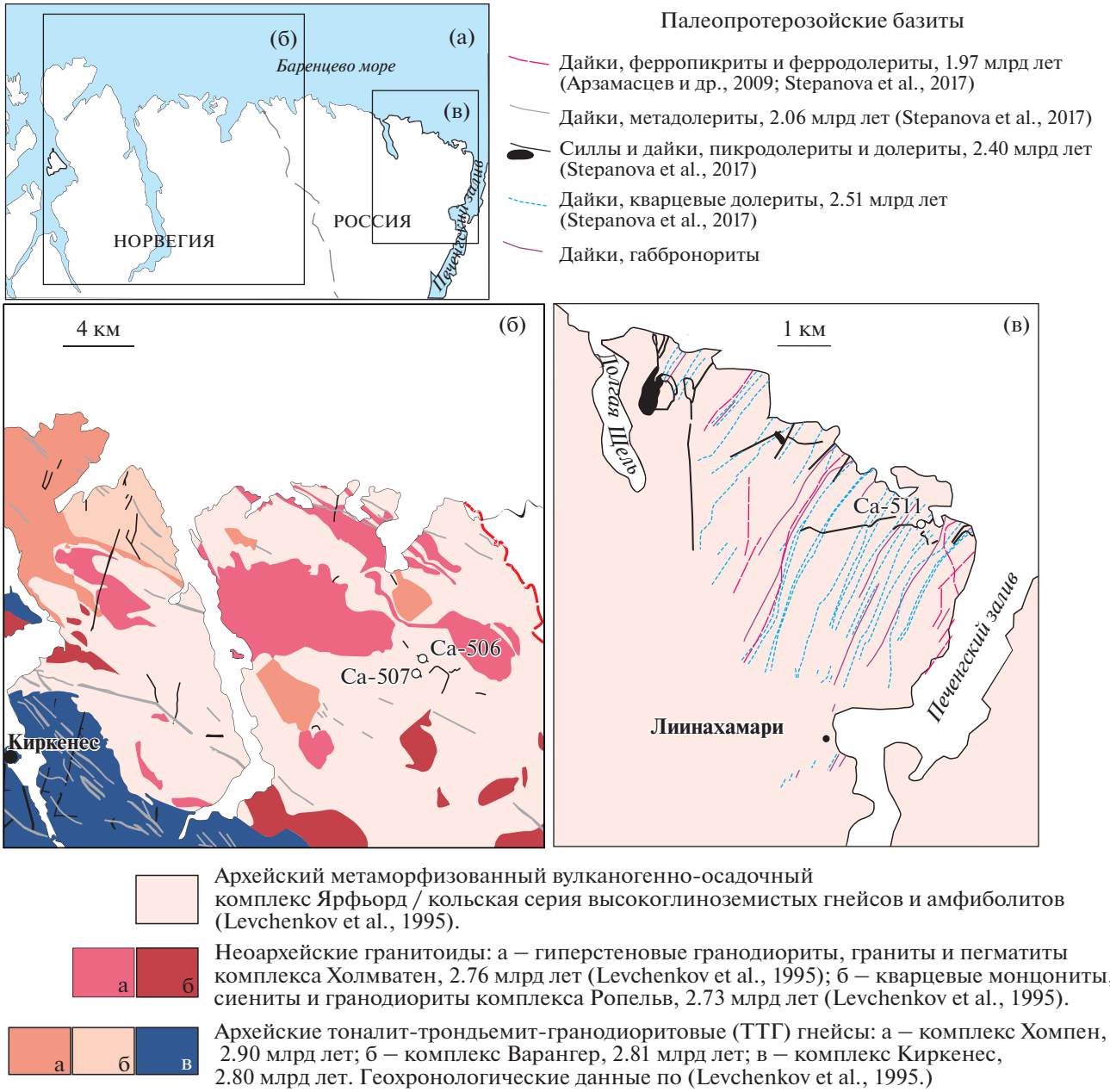

Рис. 1. Геологическое положение объектов исследования.
(а) Схема побережья Баренцева моря с расположением участков проведенных исследований. (б) Схема геологического строения района Сорварангер. Составлена на основе геологической карты масштаба 1 : 200000, данных Геологической службы Норвегии (http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/) и данных Добржинецкой Л.Ф. и Левченкова О.А. (Dobrzhinetskaya et al., 1995; Levchenkov et al., 1995). (в) Схема геологического строения района пос. Лиинахамари. Составлена на основе геологической карты Фенноскандии (1 : 2000000, 2001 г.), государственной геологической карты масштаба 1 : 200000 и данных Ж.А. Федотова (Арзамасцев и др., 2009).

трометрами, при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока на цилиндре Фарадея 20 нА и диаметре пучка 1 мкм. Время экспозиции на каждый измеряемый элемент составляло 10 с на пике и по 5 с на фоне с обеих сторон. Содержания главных и второстепенных элементов (Ti, Ni, Mn, Al, Co) в оливине определялось по методике (Batanova et al., 2015), адаптированной в ИГЕМ РАН (Каргин и др., 2014; Сазонова и др., 2015). Пределы обнаружения для 2σ доверительного интервала составляли (мас. %): Ti – 0.003, Ni – 0.006, Al – 0.002, Mn – 0.007, Ca – 0.002, Co – 0.003, Cr – 0.007.

Содержание микроэлементов в клинопироксене определялось методом масс-спектрометрии с ионизацией вещества в индуктивно-связанной плазме и лазерным испарением проб (LA-ICP-MS) в ЦКП "ИГЕМ-аналитика" на масс-спектрометре Thermo Scientific XSeries 2 с приставкой для лазерной абляции ESI NWR213 по методике (Kil et al., 2011). Энергию импульса лазера и диаметр луча подбирали таким образом, чтобы, с одной стороны, обеспечить необходимую чувствительность измерений, а с другой – не допустить полного разрушения образцов за время анализа. Образец в аэрозоле, сформированном воздействием лазерного излучения, переносился на вход масс-спектрометра потоком гелия особой чистоты (700 мл/мин), где смешивался с аргоном (800–900 мл/мин). Скорость потока газов настраивалась для оптимизации сигнала на ICP-MS. Абляция проходила при частоте импульсов 10 Гц, энергии 10–15 Дж/см^2 и диаметре пучка 40–60 мкм. Анализировались зерна клинопироксена размером 1–1.5 мм. При выборе изотопов для измерения учитывались изобарные интерференции. Расчет производился в программе Iolite v. 2.5 (Paton et al., 2011) с использованием Si в качестве внутреннего стандарта, содержание которого было предварительно измерено на электронно-зондовом анализаторе. Для градуировки и расчета использовались международные стандартные образцы: силикатные стекла NIST610 и NIST612 (Jochum et al., 2011). Предел обнаружения для каждого измерения рассчитывался в программе Iolite по формуле (Longerich et al., 1996).

Определение минералов во включениях в оливине проводилось методом комбинационного рассеяния на раман-спектрометре Almega XR Nicolet Thermo Scientific, оборудованном конфокальным микроскопом Olympus BX41 с 10, 50 и 100-кратными объективами и цифровой камерой в ЦКП ФИЦ КарНЦ РАН. Время записи спектров зависело от размеров включений и варьировало от 5 до 20 с. Для измерений использовалось лазерное излучение с длиной волны $\lambda = 532$ нм. Для анализа спектров применялось программное обеспечение "Omnic".

Концентраты минералов для изотопно-геохимических исследований выделялись по стандартной методике с применением магнитной и плотностной сепараций с последующей ручной доочисткой фракций под бинокуляром. Концентрат клинопироксена из образца пикродолеритов (обр. Ca-507-1) выделялся в размерной фракции 0.15–0.25 мм. Это обеспечило присутствие в концентрате обломков именно фенокристов клинопироксена, но не позволило отделить высокомагнезиальные центральные от низкомагнезиальных краевых частей, а также полностью удалить из этого концентрата посторонние минералы, содержащиеся в клинопироксене в виде микровключений и вростков (алюмохромит, оливин). Основная масса пикродолеритов, представленная плагиоклазом и небольшим количеством сростков плагиоклаза с клинопироксеном и оливином, была выделена из размерной фракции 0.05–0.15 мм с применением бромоформа (легкая) и электромагнитной сепарации (слабо электромагнитная). Из образца габбро-долеритов (обр. Ca-507-2) концентрат клинопироксена был выделен по той же методике, что и для пикродолеритов. Концентрат гранофира, выполняющего интерстиции плагиоклаза в габбро-долеритах, был выделен в размерной фракции 0.05–0.15 мм как неэлектромагнитная и наиболее легкая фракция.

Концентрации редких и редкоземельных элементов в концентрате гранофирового агрегата из габбро-долеритов определялись методом ICP-MS в лаборатории ядерно-физических и масс-спектральных методов анализа в ИПТМ РАН (НЦ Черноголовка) по методике (Карандашев и др., 2007).

Изотопные Rb-Sr и Sm-Nd исследования выполнены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Химическая подготовка вещества для масс-спектрометрических измерений проведена по методике, описанной в (Ларионова и др., 2007). Измерения изотопных отношений проводились на масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, Англия) в мультиколлекторном динамическом режиме с использованием трехленточного источника ионов (Thirlwall, 1991). Итоговая погрешность определения $^{143}Nd/^{144}Nd$ не превышает 0.0022% с учетом воспроизводимости результатов по внутрилабораторному стандарту Nd-ИГЕМ 0.512400 ± 11 ($2\sigma_{ед}$, N = 24), что соответствует значению 0.511852 в стандарте изотопного состава неодима LaJolla. Погрешность определения $^{147}Sm/^{144}Nd$ оценивается в 0.3% ($2\sigma_{ед}$) по результатам измерения стандарта BCR-1. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в стандарте SRM-987 за время измерительной сессии составляет 0.710242 ± 15 ($2\,\sigma_{ед}$, N = 31). Погрешность $^{87}Rb/^{86}Sr$ принята 1%.

Изотопный состав кислорода определяли методом фторирования с применением лазерного нагрева (Sharp, 1990) в ИГЕМ РАН по методике, описанной в (Dubinina et al., 2015). Погрешность анализа по результатам многократных измерений международных (кварц NBS 28, гранат UWG-2) и

внутренних (кварц PLARIS) стандартов составляет не более ±0.1‰ (1σ).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПИКРОДОЛЕРИТОВЫХ СИЛЛОВ

Кольско-Норвежский террейн (рис. 1а) сложен тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами, метаосадочными породами и гранитоидами (2.7–2.8 млрд лет), метаморфизованными в амфиболитовой фации (Dobrzhinetskaya et al., 1995; Levchenkov et al., 1995; Ранний докембрий ..., 2005; Hölttä et al., 2008). Силлы пикродолеритового состава закартированы на южном берегу Варангер-Фьорда, в районе Сорварангер (восточная часть провинции Финнмарк, Норвегия, рис. 1б) и в районе пос. Лиинахамари (Мурманская область, Россия) (рис. 1в) (Арзамасцев и др., 2009; Kepezhinskas et al., 2016; Морозов и др., 2017), где они формируют пологие кулисообразные тела протяженностью до 4–5 км, простираясь в субширотном и северо-западном направлении (Морозов и др., 2017). Контакты интрузивов с вмещающими гнейсами полого погружаются под углом 15°–20°. Мощность силлов варьирует от первых метров до 30 м (Морозов и др., 2017; Ерофеева и др., 2019).

Силлы имеют неоднородное внутреннее строение с S-образными профилями вариаций составов пород в разрезе (Ерофеева и др., 2019) (рис. 2а). В кровле силлов маломощная (до 20 см) зона закалки сложена порфировидными пикродолеритами (рис. 2б, 2в), наименее измененный образец которого был отобран на участке выклинивания кулисообразного силла в районе Сорварангер (обр. Ca-507-1). Нижняя приконтактовая часть разреза силлов сложена порфировидными меланократовыми оливиновыми габбронноритами (обр. Ca-506-2, Ca-511-4) (рис. 2е, 2ж), в верхней части тел преобладают габбро-долериты и кварцевые долериты (обр. Ca-511-1, Ca-506-3, Ca-507-2) (рис. 2г, 2д). Вариации состава пород и минералов в разрезах силлов, а также процессы дифференциации в них рассмотрены в работе (Ерофеева и др., 2019).

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД И ГЕОХИМИЯ МИНЕРАЛОВ

Высокомагнезиальные базиты силлов (пикродолериты верхней закалочной зоны и габбронориты подошвы) имеют порфировидные структуры, сформированные крупными фенокристами оливина и клинопироксена, погруженными в мелкозернистую плагиоклаз-пироксеновую долеритовую основную массу (рис. 2б, 2в, 2е, 2ж). Низкомагнезиальные породы верхней части разреза силлов имеют габбровую, переходящую в долеритовую структуру и сложены крупными удлиненными зернами пироксена и лейстами плагиоклаза, интерстиции которых заполнены титаномагнетитом в ассоциации с биотитом и гранофиром (рис. 2г, 2д). Петрография всех разновидностей пород описана в работе (Ерофеева и др., 2019).

ФЕНОКРИСТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ

Оливин

В пикродолеритах (обр. Ca-507-1) и оливиновых габбронноритах (обр. Ca-506-2, Ca-511-4) оливины можно разделить на два морфологических типа (рис. 2б, 2е): крупные (до 1.5–2 мм) фенокристы (*Ol*–1) и мелкие (до 0.3 мм) субидиоморфные зерна (*Ol*–2).

***Ol*–1** образует зерна округлой формы (рис. 2б, 2е) с зональным строением и диффузионными границами зон (рис. 2б). Магнезиальность (Mg# = = Mg/(Mg + Fe) × 100, ат. кол-ва) фенокристов уменьшается от центра (*Ol*–1–Ц, Mg# 85–92) к краю (*Ol*–1–К, Mg# более 81) зерна (табл. 1, Suppl. 1[2]). Для *Ol*–1–Ц с Mg# 85–92 характерны локальные аномально высокие концентрации Cr, Ca и Al, связанные с мелкими (<10 мкм) дендритовидными ламелями, не приуроченными к трещинам в зернах или границам разных минералов (рис. 3а, 3б). Спектры комбинационного рассеяния этих ламелей отвечают таковым для шпинели и диопсида. Из-за небольшой толщины фаз включений и их неравномерных срастаний в объеме оливина-хозяина (рис. 3б) определить количественный химический состав и рассчитать их стехиометрию не представляется возможным – в выполненных электронно-зондовых анализах (EPMA) всегда присутствует вклад оливиновой матрицы (Suppl. 2).

В *Ol*–1–Ц пикродолеритов распределение магнезиальности и концентрации Ni характеризуются выраженным перегибом (рис. 4а) на уровне Mg# 88–88.5. Этот уровень магнезиальности фиксируется и на бинарных диаграммах перерывом на линиях трендов изменения состава оливина (рис. 5), что дает основание разделить *Ol*–1–Ц

[2] Составы (EPMA) оливиновых фенокристов из высокомагнезиальных пород приведены в ESM_1.exl (Suppl. 1); составы минералов включений в оливиновых фенокристах приведены в ESM_2.pdf (Suppl. 2); содержания малых элементов в фенокристах клинопироксена из пикродолеритов силла Сорварангер привдены в ESM_3.exl (Suppl. 3) – к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах elibrary.ru и http://link.springer.com/ соотвественно.

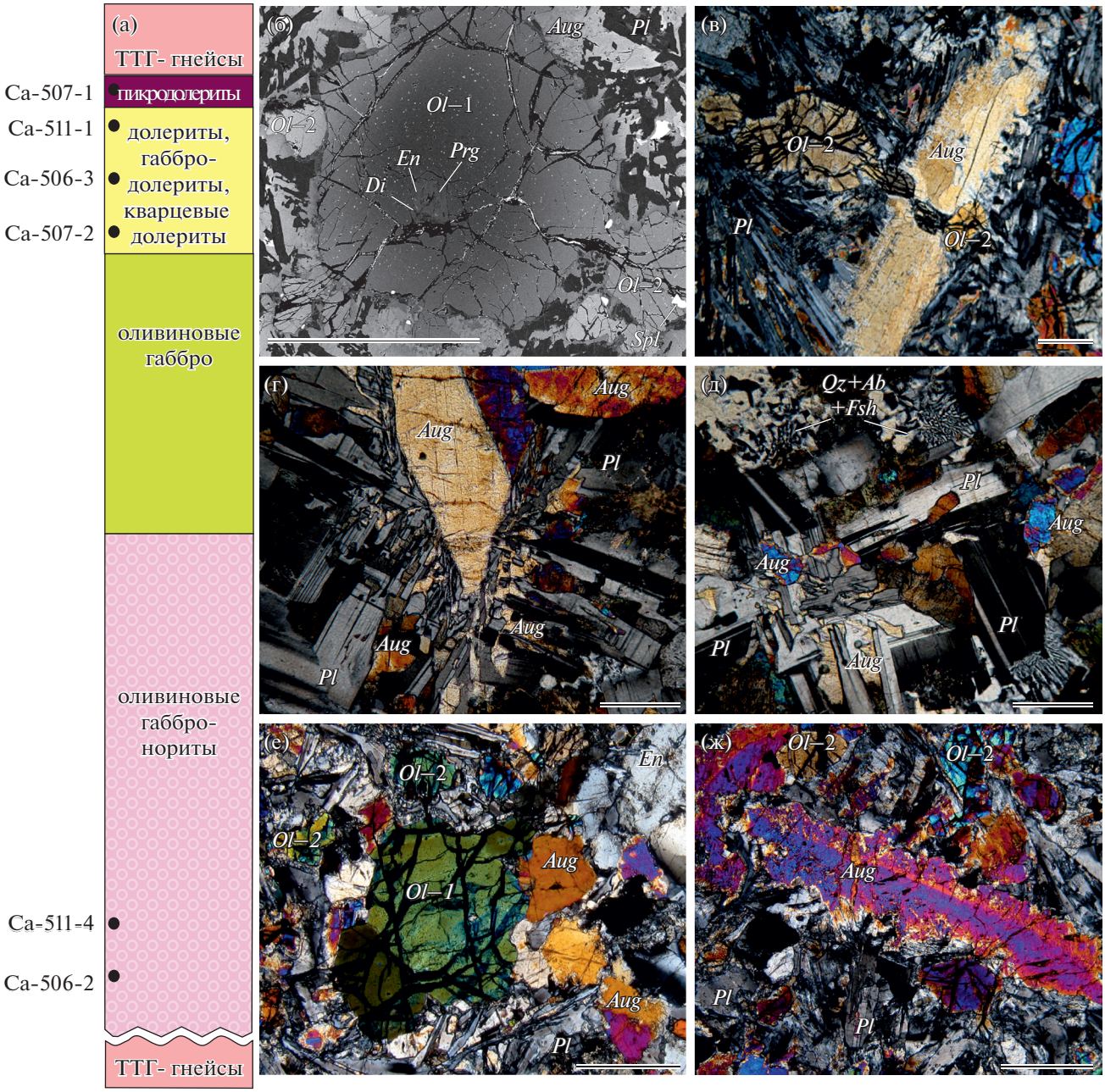

Рис. 2. Сводная схема внутреннего строения пикродолеритовых силлов (а) с положением отобранных проб (черные точки) и микрофотографии пород: (б, в) – пикродолериты верхней закалочной зоны (обр. Ca-507-1), (г, д) – габбро-долериты (обр. Ca-507-2), (е, ж) – оливиновые габбронориты (обр. Ca-511-4, Ca-506-2).
(б) – фенокристы *Ol*–1 образуют крупные зерна и сростки с *Ol*–2. В центральных частях *Ol*–1 развиты мелкие диопсид-шпинелевые (белые точки) и крупные полифазные (пироксены + Ti-паргасит) включения. (в) – фенокристы клинопироксена (*Aug*) и *Ol*–2 в мелкозернистой игольчатой *Px-Pl* основной массе пикродолеритов. (г) – крупное зерно *Aug* в габбро-долеритах. (д) – *Qz-Ab-Fsh* гранофиры выполняют интерстиции *Pl*. (е) – фенокристы *Ol*–1 в мелко-среднезернистой основной массе оливиновых габбронноритов. (ж) – фенокристы *Aug* образуют удлиненные резорбированные зерна. (в–ж) – снимок в проходящем свете, николи скрещены; (б) – снимок в режиме обратно-отраженных электронов (BSE). Масштабная линейка – 0.5 мм.

на ядро (Mg# 89–92) и его оболочку (Mg# 85–88) (рис. 4а). Ядра *Ol*–1–Ц имеют высокую концентрацию Ni (от 2845 до 3419 г/т), стабильное Ni/Mg отношение (0.011), низкие содержания Ti, Mn, Co (не более 54, 1200 и 157 г/т соответственно) и платообразное распределение концентраций Ni, Mn, Ti (рис. 4а). Оболочки ядер *Ol*–1–Ц обладают более низкими значениями магнезиальности и низким содержанием Ni, повышенными концентрацями Mn и Co и широкими вариациями отношения

Таблица 1. Представительные анализы (EPMA) составов оливина (мас. %)

П	Г	Mg#	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Cr_2O_3	CoO	Сумма
1	*Ol*–1–Ц	90	40.98	0.005	0.047	9.74	0.136	48.97	0.053	0.412	0.082	0.019	100.44
1	*Ol*–1–Ц	92	41.01	0.007	0.029	8.00	0.124	50.40	0.053	0.430	0.106	0.017	100.18
1	*Ol*–1–Ц	92	41.08	0.008	0.043	7.86	0.122	50.31	0.054	0.435	0.089	0.018	100.02
1	*Ol*–1–Ц	91	40.65	0.007	0.027	8.91	0.130	49.67	0.031	0.421	0.088	0.018	99.95
1	*Ol*–1–Ц	89	40.28	0.009	0.348	10.56	0.148	47.87	0.182	0.402	0.303	0.019	100.11
1	*Ol*–1–К	85	40.24	0.006	0.072	14.38	0.188	45.40	0.162	0.361	0.074	0.022	100.90
1	*Ol*–1–К	81	39.69	0.022	0.052	17.64	0.235	43.05	0.087	0.291	0.019	0.024	101.10
1	*Ol*–1–К	84	39.95	0.007	0.024	15.55	0.205	44.81	0.053	0.365	0.064	0.023	101.04
1	*Ol*–1–К	82	39.14	0.009	0.029	17.51	0.239	43.46	0.064	0.303	0.105	0.024	100.88
1	*Ol*–1–К	82	39.79	0.018	0.013	16.53	0.228	43.68	0.061	0.340	0.011	0.025	100.70
1	*Ol*–2	84	39.88	0.031	0.035	15.55	0.208	44.53	0.072	0.308	0.017	0.022	100.65
1	*Ol*–2	83	39.88	0.009	0.029	15.73	0.211	44.50	0.058	0.308	0.035	0.027	100.78
1	*Ol*–2	84	39.76	0.006	0.051	15.12	0.194	45.24	0.104	0.347	0.061	0.023	100.91
1	*Ol*–2	81	39.82	0.023	0.015	17.83	0.253	43.03	0.040	0.290	0.010	0.024	101.34
1	*Ol*–2	79	39.40	0.023	0.030	19.31	0.249	41.72	0.039	0.298	0.082	0.027	101.18
2	*Ol*–1–Ц	88	40.94	0.009	0.033	11.52	0.176	46.52	0.059	0.344	0.047	0.022	99.67
2	*Ol*–1–Ц	86	41.50	0.011	0.251	13.15	0.197	43.85	0.483	0.312	0.066	0.019	99.84
2	*Ol*–1–Ц	86	40.67	0.009	0.055	13.52	0.189	45.05	0.224	0.343	0.075	0.021	100.16
2	*Ol*–1–Ц	85	40.57	0.009	0.042	14.42	0.208	44.28	0.149	0.327	0.046	0.023	100.07
2	*Ol*–1–Ц	87	40.98	0.008	0.053	12.28	0.171	46.31	0.098	0.376	0.064	0.020	100.36
2	*Ol*–1–Ц	88	40.95	0.007	0.052	11.73	0.166	46.36	0.119	0.375	0.048	0.021	99.83
2	*Ol*–1–К	82	39.97	0.017	0.033	16.74	0.235	42.46	0.145	0.303	0.057	0.023	99.98
2	*Ol*–1–К	84	40.40	0.011	0.054	15.19	0.206	43.76	0.256	0.313	0.069	0.021	100.28
2	*Ol*–1–К	80	39.82	0.019	0.022	18.63	0.263	41.14	0.034	0.305	0.011	0.025	100.27
2	*Ol*–1–К	83	40.23	0.008	0.043	15.46	0.224	43.53	0.070	0.318	0.048	0.026	99.96
2	*Ol*–2	80	39.66	0.028	0.036	18.08	0.245	41.76	0.118	0.299	0.017	0.024	100.27
2	*Ol*–2	79	39.58	0.012	0.034	19.00	0.259	41.01	0.179	0.288	0.029	0.025	100.41
2	*Ol*–2	78	39.51	0.012	0.026	20.21	0.271	39.95	0.035	0.304	0.015	0.026	100.35
2	*Ol*–2	81	39.92	0.010	0.051	17.52	0.244	41.77	0.176	0.287	0.070	0.023	100.06
2	*Ol*–2	76	39.14	0.017	0.027	21.80	0.283	38.24	0.209	0.298	0.011	0.031	100.05

Примечание. П – порода: 1 – пикродолериты, 2 – оливиновые габбронориты; Г – генерация.

Ni/Mg (рис. 5), сопоставимыми с таковыми в *Ol*–1–Ц оливиновых габбронoритов. При постепенном уменьшении магнезиальности переход от *Ol*–1–Ц к *Ol*–1–К сопровождается уменьшением концентрации Ni и ростом содержаний Mn, Ti и Co, что фиксируется ступенеобразным перегибом профиля распределения элементов в *Ol*–1 (рис. 4а). В *Ol*–1 оливиновых габбронoритах при уменьшении магнезиальности от *Ol*–1–Ц к *Ol*–1–К концентрации Ni, Co и Ti значительно не изменяются (рис. 4б).

В *Ol*–1–Ц содержатся крупные (0.20–0.25 мм) полифазные включения, сложенные высоко-Al ортопироксеном (Mg# 80–88, $Wo_{2-5}En_{76-87}Fs_{10-20}$) диопсидом (Mg# 83–90, $Wo_{46-49}En_{37-50}Fs_{2-11}$) и авгитом (Mg# 82–87, $Wo_{24-44}En_{46-62}Fs_{4-17}$) с высокими содержаниями Al и Ti (табл. 2, Suppl. 2). Реже

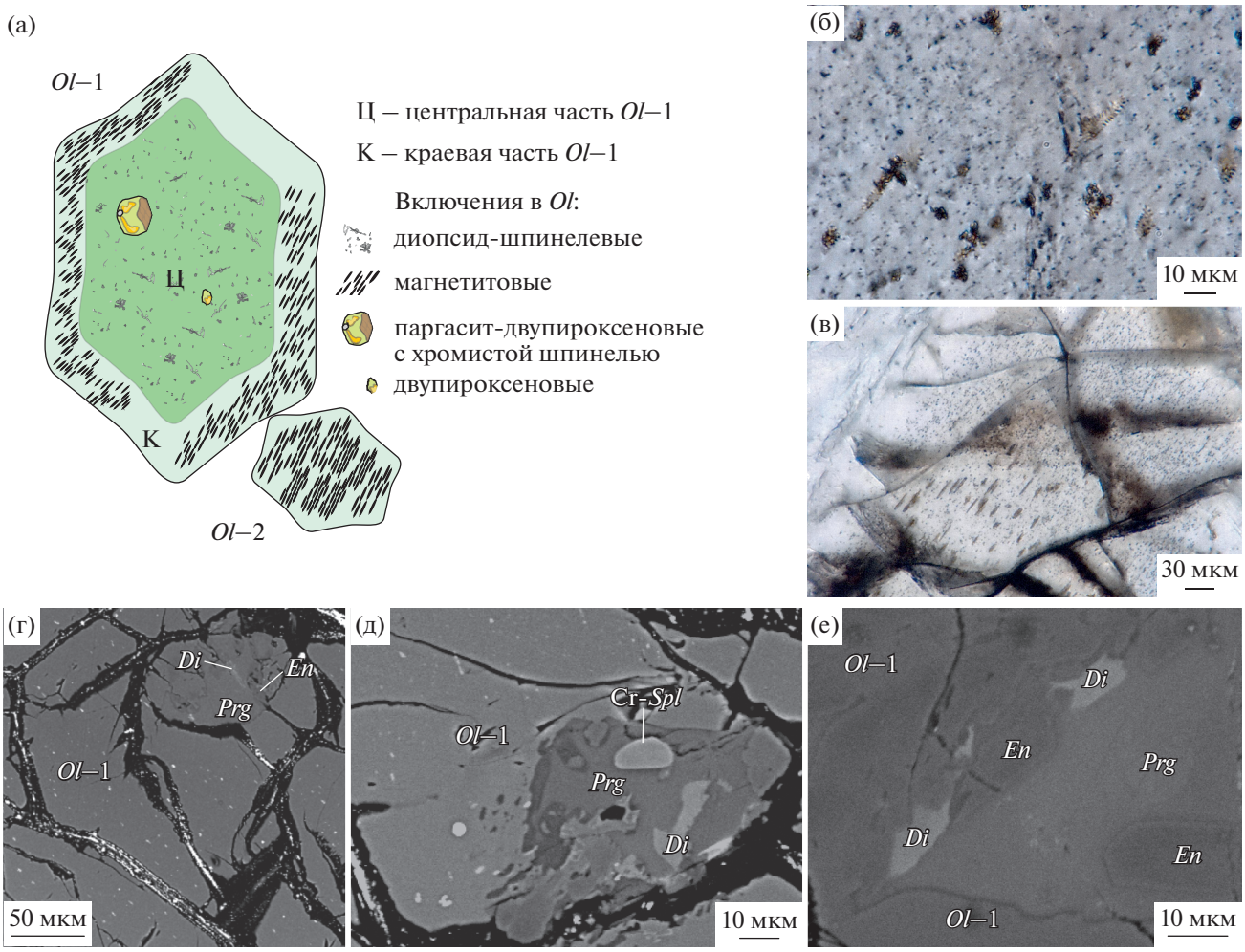

Рис. 3. Схема строения фенокристов оливина и положение в них включений разных типов (а) и их микрофотографии (б–е): (б) – диопсид-шпинелевые включения, локализованные в *Ol*–1–Ц, (в) – ламели магнетита в *Ol*–1–К, (г–е) – полифазные включения в *Ol*–1–Ц. (б, в) – снимок в проходящем свете, николи скрещены; (г–е) – снимок в режиме BSE.

в ассоциации с пироксенами встречаются Ti-паргасит и хромистая шпинель (60.4 мас. % Al_2O_3, Cr# = (Cr/(Cr + Al) × 100) = 7, Mg# 69) (рис. 2б, 3а, 3г–3е; Suppl. 2). Включения алюмохромита неправильной формы размером до 0.03 мм с Cr# 58–71 локализованы в фенокристах *Ol*–1 с Mg# < 86 (Suppl. 2). В *Ol*–1–К развиты ламели магнетита размером до 20 мкм (рис. 3а, 3в).

***Ol*–2** формирует мелкие субидиоморфные однородные или слабозональные зерна (Mg# отдельных зерен варьирует от 76 до 85) (рис. 2б, 2в, 2е, 4в). Распределение Ni, Mn, Co в *Ol*–2 однородное, а их концентрации сопоставимы с таковыми в *Ol*–1–К при аналогичной магнезиальности (табл. 1, рис. 4в, 5). На бинарных диаграммах (рис. 5) фигуративные точки составов *Ol*–2 близки к таковым в *Ol*–1–К и продолжают тренды изменения их составов.

Зерна *Ol*–2 содержат мелкие (до 0.05 мм) включения алюмохромита (Cr# 57–68, Suppl. 2), реже полифазные включения пироксенов (*Aug* Mg# 76–78, $Wo_{37-49}En_{42-50}Fs_{9-13}$, низко-Ca пироксен Mg# 80–83, $Wo_{4-19}En_{63-77}Fs_{15-20}$) (Suppl. 2)). В некоторых зернах содержатся ламели магнетита размером до 20 мкм (рис. 3а).

Клинопироксен

Фенокристаллы клинопироксена представлены крупными (до 1.5 мм) вытянутыми идиоморфными зернами (рис. 2в, 2ж) зонального строения: высокомагнезиальная центральная часть (*Cpx*–Ц) окружена узкой (<0.02 мм) менее магнезиальной краевой зоной (*Cpx*–К). В пикродолеритах *Cpx*–Ц однородный (Mg# 80–85, $Wo_{37-44}En_{44-56}Fs_{7-12}$), в оливиновых габброноритах (Mg# 81–85, $Wo_{35-47}En_{45-56}Fs_{5-14}$)

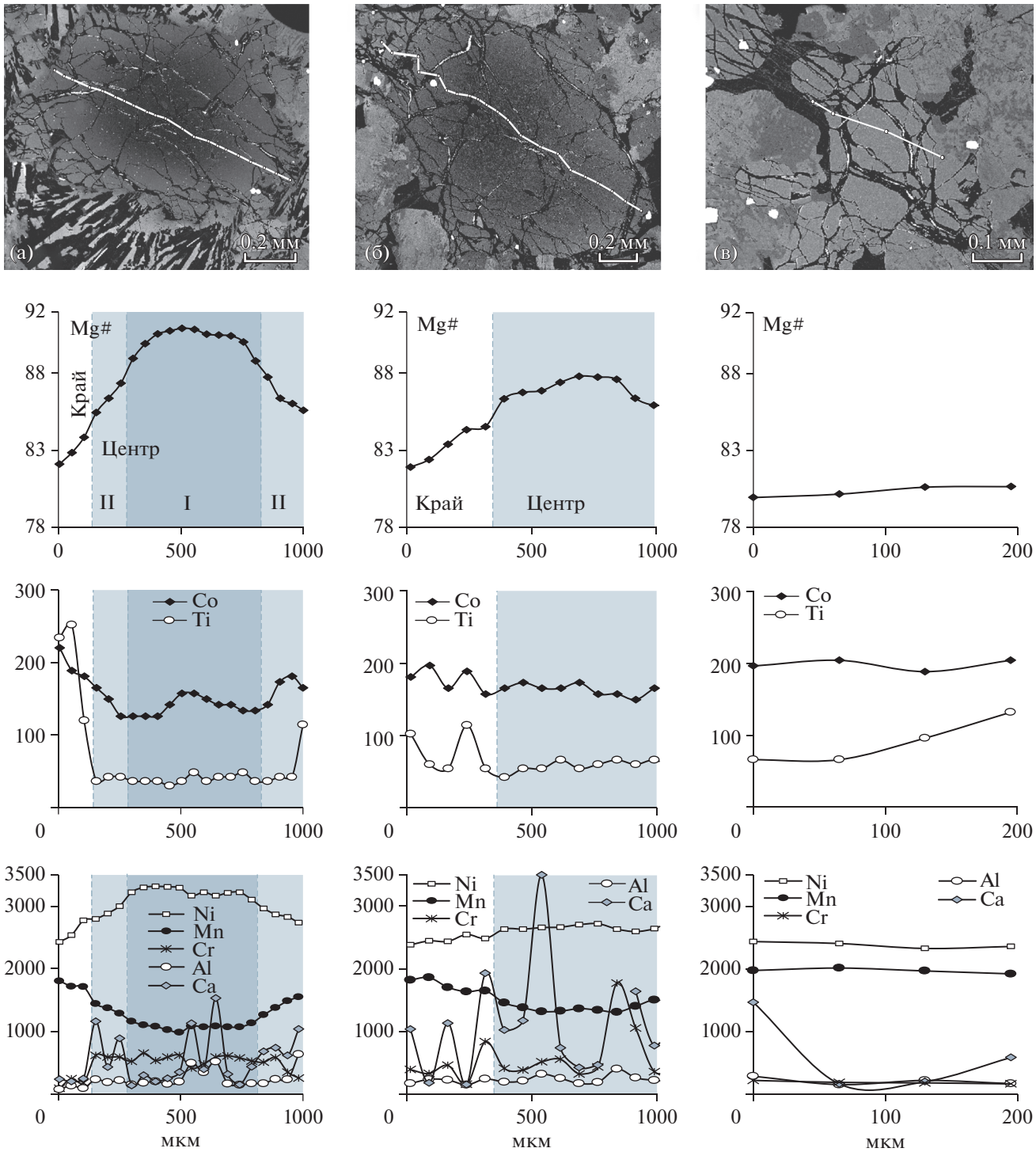

Рис. 4. Профили (белая линия) распределения Mg# и содержания микропримесных элементов в *Ol*–1 и *Ol*–2. (а) – *Ol*–1 из пикродолеритов (обр. Ca-507-1). Римскими цифрами показаны зоны в *Ol*–1–Ц: I – ядро, II – оболочка ядра. (б, в) – *Ol*–1 и *Ol*–2 из оливиновых габброноритов (обр. Ca-511-4) соответственно. Концентрации микропримесных компонентов приведены в г/т. Снимки сделаны в режиме BSE.

он имеет структуру авгит-пижонитового распада (рис. 6а, табл. 2). По магнезиальности и содержаниям Al_2O_3 и TiO_2 *Cpx*–Ц аналогичен авгиту из полифазных включений в *Ol*–2 (Suppl. 2). *Cpx*–Ц характеризуется обеднением легкими редкоземельными элементами (РЗЭ) ($[La/Sm]_N$ = 0.50), нефракционированным распределением тяжелых РЗЭ ($[Gd/Yb]_N$ = 1.03) и отсутствием Eu-ано-

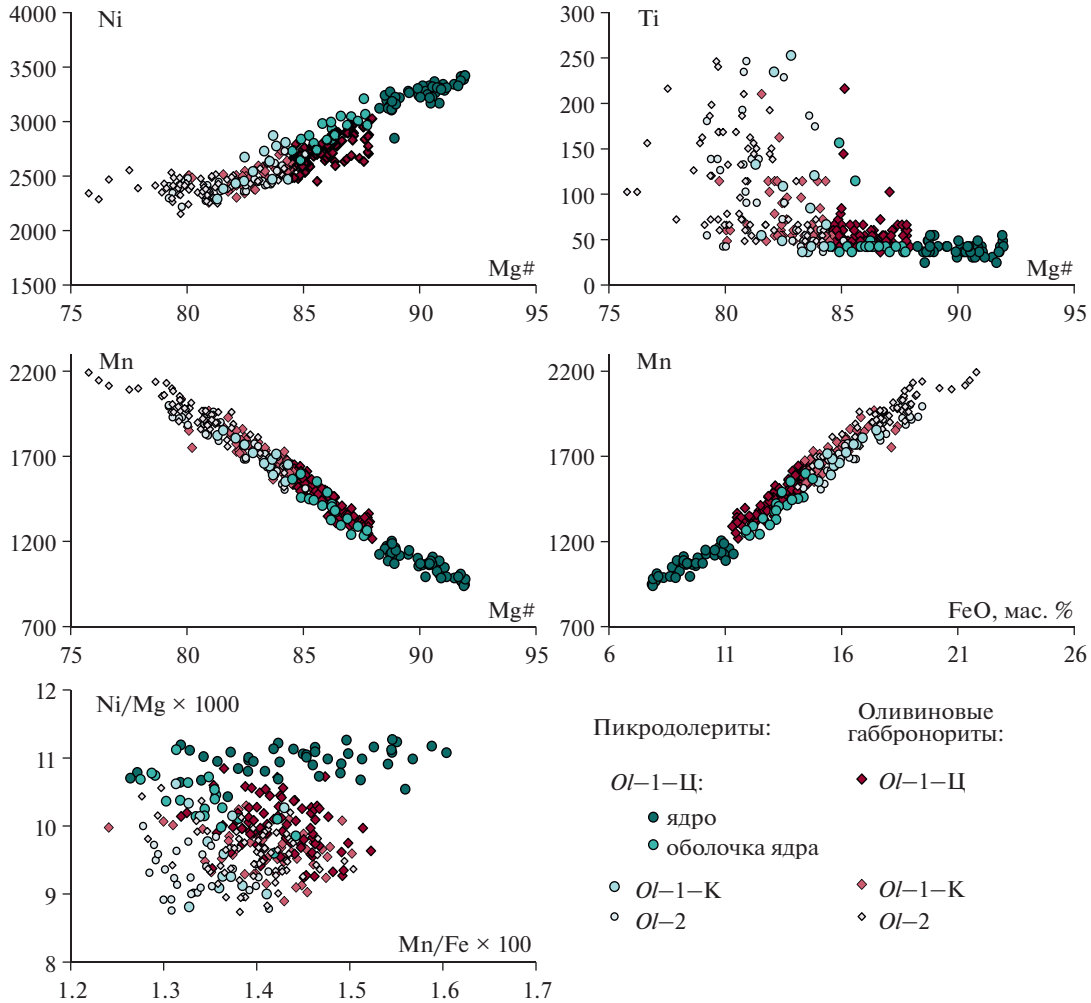

Рис. 5. Вариации содержаний микропримесных компонентов в зависимости от Mg# и отношения микроэлементов в оливинах из высокомагнезиальных пород силлов.
Концентрации микроэлементов приведены в г/т.

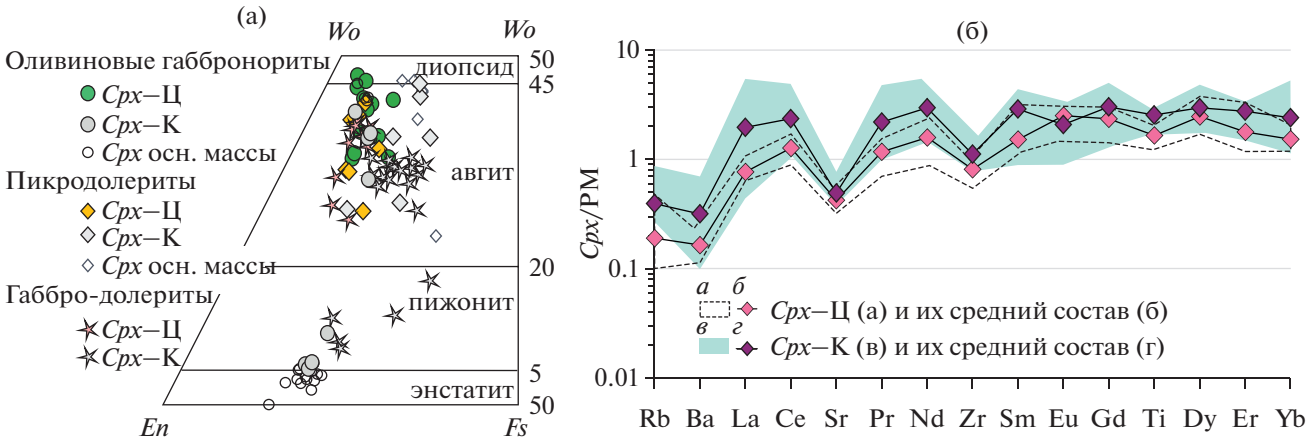

Рис. 6. (а) Вариации составов клинопироксенов из пикродолеритовых силлов районов Сорварангер и Лиинахамари. Поля на диаграммах показаны, согласно классификации (Morimoto et al., 1988).
(б) Мультиэлементные диаграммы микропримесных и РЗЭ, нормированных на примитивную мантию (PM) по (Wedepohl, Hartmann, 1994), для *Cpx*–Ц и *Cpx*–К пикродолеритов силла.

Таблица 2. Представительные анализы включений пироксена в *Ol*–1–Ц и фенокристов клинопироксена из высокомагнезиальных пород силлов

Компоненты	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2
	Включения в *Ol*–1–Ц			*Cpx*–Ц	*Cpx*–К	*Cpx*–Ц	*Cpx*–К	*Cpx*–Ц	*Cpx*–К	*Cpx*–Ц	*Cpx*–К
SiO_2	50.26	52.48	51.24	52.52	52.41	53.38	51.93	51.84	50.7	51.88	53.09
TiO_2	0.97	0.60	0.87	0.34	0.57	0.26	0.35	0.39	1.42	0.32	0.20
Al_2O_3	7.02	6.80	5.81	3.89	2.61	3.26	4.45	3.43	2.63	3.71	2.63
FeO	4.28	10	4.38	6.33	10.22	7.29	7.03	5.87	6.77	5.65	7.00
MnO	0.09	–	0.04	0.17	0.25	0.25	0.16	–	–	0.15	0.18
MgO	15.46	29.91	15.79	17.73	14.85	20.41	16.64	17.79	17.07	17.42	20.95
CaO	21.08	0.98	21.09	17.64	18.39	13.66	18.25	18.43	19.26	18.95	14.27
Na_2O	0.30	–	0.20	0.23	0.31	0.17	0.26	0.38	0.65	0.19	0.19
Cr_2O_3	0.25	–	0.12	1.15	0.36	0.86	0.42	1.22	0.68	0.74	0.71
Сумма	99.78	100.77	99.62	100.00	99.97	99.54	99.49	99.35	99.18	99.01	99.22
Mg#	87	84	87	83	72	83	81	84	82	85	84
Wo	46	2	44	37	38	28	38	39	42	40	29
En	46	84	46	51	43	58	49	52	52	51	60
Fs	8	14	10	12	19	14	13	9	6	10	11

Примечание. Порода: 1 – пикродолериты, 2 – оливиновые габбронориты. Оксиды приведены в мас. %; прочерк – концентрации ниже предела обнаружения.

малии (Eu/Eu* = 1.00, где Eu* = Eu/(Sm × Gd)$^{1/2}$) (рис. 6б, Suppl. 3).

В пикродолеритах *Cpx*–К представлен авгитом (Mg# 70–72, $Wo_{38-46}En_{41-44}Fs_{13-19}$), а в оливиновых габбронoритах – авгитом (Mg# 79–82, $Wo_{32-42}En_{51-55}Fs_{6-13}$) или низко-Са пироксеном (Mg# 80, $Wo_{5-10}En_{72-77}Fs_{17-18}$) (рис. 6а). В отличие от *Cpx*–Ц, *Cpx*–К имеет нефракционированные спектры и легких ($[La/Sm]_N$ = 0.97) и тяжелых ($[Gd/Yb]_N$ = 1.04) РЗЭ и отрицательные Sr- и Eu-аномалии (Eu/Eu* = 0.62) (рис. 6б, Suppl. 3). Включения алюмохромита (Cr# 65–71) в фенокристах клинопироксена встречаются преимущественно в *Cpx*–К, реже в *Cpx*–Ц.

МИНЕРАЛЫ ОСНОВНОЙ МАССЫ ПОРФИРОВИДНЫХ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ПОРОД И ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ

Основная масса порфировидных высокомагнезиальных пород сложена веерообразными сростками плагиоклаза (An_{53-63}) и пироксена (рис. 2в, 2ж). Пироксены основной массы представлены авгитом ($Wo_{38-47}En_{41-51}Fs_{7-10}$), схожим по составу с *Cpx*–К фенокристов (рис. 6а), реже низко-Са пироксеном ($Wo_{5-6}En_{68-78}Fs_{17-26}$) и энстатитом (Mg# 56–69, $Wo_{2-5}En_{55-81}Fs_{15-41}$) (рис. 6а). В оливи-

Таблица 3. Содержания рассеянных элементов (г/т) в гранофировом агрегате из основной массы габбро-долеритов центральной части маломощного силла

Элементы	Обр. Ca-507-2
Rb	24.6
Ba	539
U	0.78
Th	3.66
Nb	2.28
La	27.7
Ce	61.0
Pb	10.6
Pr	7.20
Sr	161
Nd	28.5
Zr	253
Sm	5.44
Eu	1.04
Gd	5.44
Dy	4.48
Er	2.43
Yb	2.01
Cu	19.8
V	4.08

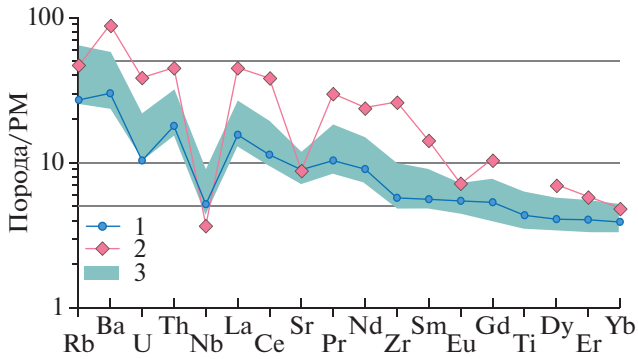

Рис. 7. Содержания рассеянных элементов, нормированные к примитивной мантии (PM) по (Wedepohl, Hartmann, 1994), в габбро-долеритах силла, обр. Са-507-2, (1) и его концентрате гранофирового агрегата (2); долериты и кварцевые долериты кровли силлов (Ерофеева и др., 2019) (3).

новых габбронoритах пироксены основной массы более магнезиальны, чем в пикродолеритах (Mg# 79–82 и Mg# 66–72 соответственно).

В габбро-долеритах центральной части маломощного силла (обр. Са-507-2) пироксен формирует идиоморфные удлиненные зерна преимущественно авгитового состава. Его центральная (Mg# 81–85, $Wo_{35-40}En_{52-54}Fs_{6-11}$) и краевая (Mg# 68–77, $Wo_{34-38}En_{45-50}Fs_{15-17}$) части по составу близки к *Cpx*–Ц и *Cpx*–К пикродолеритов (рис. 6а). Часто в пироксене присутствуют структуры авгит-пижонитового распада. Клинопироксен формирует сростки с крупными лейстами плагиоклаза (центр – An_{60-64}, край – до An_{23}) (рис. 2г). Интерстиции плагиоклаза (рис. 2д) заполнены гранофировым кварц-альбит-калишпатовым агрегатом с многочисленными мелкими зернами фтор-апатита. Геохимическое изучение выделенного из пород концентрата гранофирового агрегата показало его резкое отличие от валовой пробы по уровню содержаний большинства элементов (табл. 3), включая трехкратное превышение концентраций легких РЗЭ и их более сильное фракционирование (рис. 7).

Sr-Nd-O ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМЫ В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ

Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы изучены в концентратах клинопироксена и основной массы из двух образцов, отобранных из разных частей одного силла: пикродолеритов из зоны закалки (обр. Са-507-1) и габбро-долеритов из центральной части (обр. Са-507-2) (табл. 4).

На Sm-Nd изохронной диаграмме точки валового состава габбро-долеритов, клинопироксена и гранофира основной массы аппроксимируются линией, отвечающей возрасту 2454 ± 97 млн лет,

Таблица 4. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные для пород и минералов силлов Сорварангер и Лиинахамари

Номер образца	Порода/ минерал	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	±2σ	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{2.40}$	$\varepsilon_{Nd}(2.40)$	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	±2σ	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{2.40}$
Са-507-1	Пикродолериты*	1.89	7.69	0.1486	0.511835	0.000009	0.509484	–0.8	8.64	154	0.162	0.708342	0.000013	0.7027
	Cpx	1.49	5.67	0.1593	0.511991	0.000010	0.509471	–1.1	2.68	68.0	0.114	0.706229	0.000010	0.7023
	Cpx-Pl основная масса	1.91	8.18	0.1409	0.511676	0.000007	0.509446	–1.6	12.3	187	0.190	0.708985	0.000012	0.7024
	Cpx-Pl основная масса	1.43	5.70	0.1521	0.511821	0.000017	0.509414	–2.2	5.39	119	0.131	0.706528	0.000010	0.7020
Са-507-2	Габбро-долериты*	2.61	11.5	0.1370	0.511624	0.000009	0.509456	–1.4	17.3	219	0.230	0.710457	0.000010	0.7025
	Cpx	0.702	2.44	0.1737	0.512219	0.000009	0.509471	–1.1	1.75	86.1	0.0589	0.704850	0.000009	0.7028
	Pl+гранофиры	5.64	29.0	0.1175	0.5113098	0.000005	0.509451	–1.5	26.4	156	0.490	0.721409	0.000014	0.7044

Примечание. *Sm-Nd изотопные данные по валовым составам пород силлов по (Ерофеева и др., 2019).

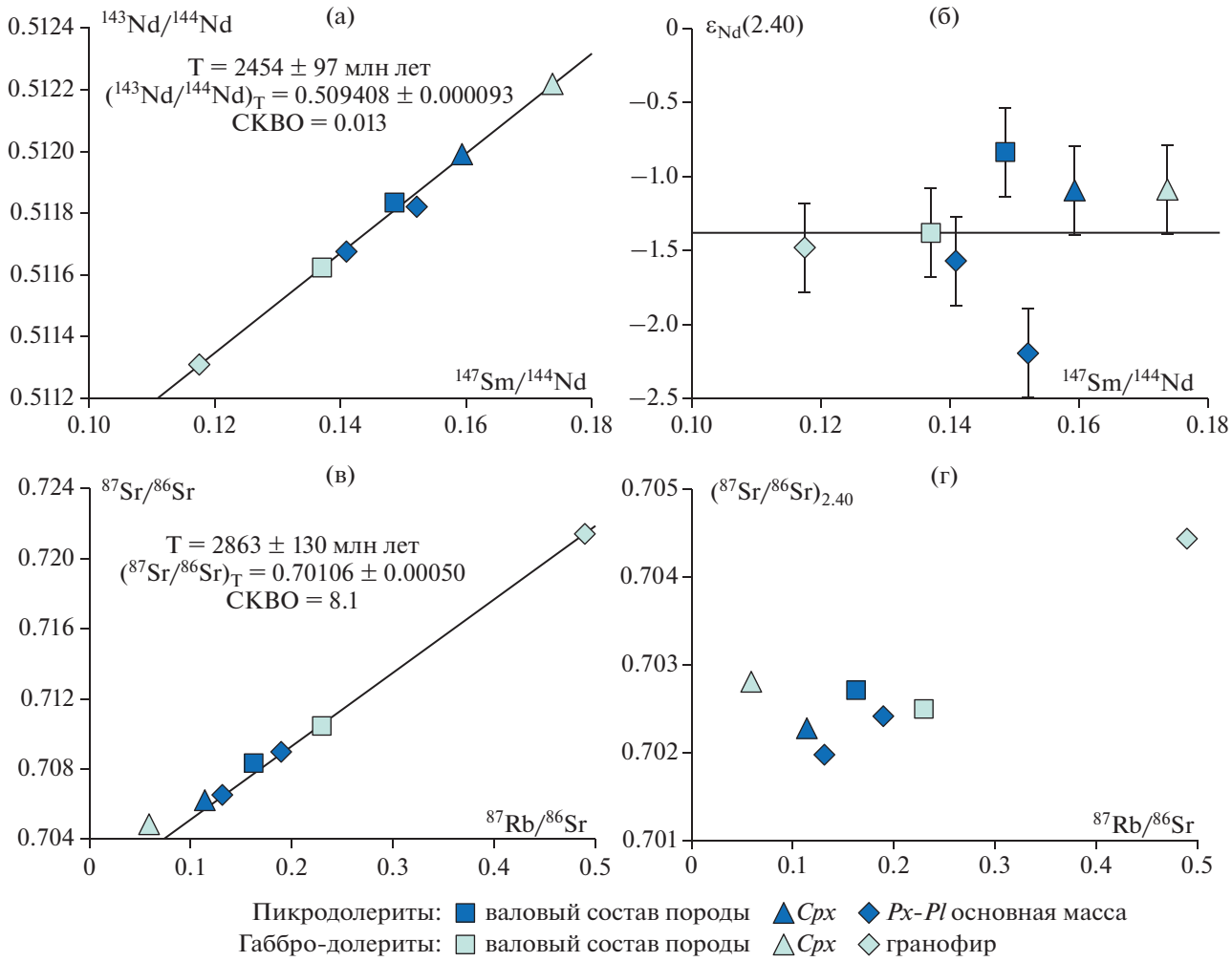

Рис. 8. Sm–Nd изохронная (а), $\varepsilon_{Nd}(2.40)$–$^{147}Sm/^{144}Nd$ (б), Rb–Sr изохронная (в) и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{2.40}$–Sr (г) диаграммы для фенокристов клинопироксена, основной массы и валового состава пород (пикродолеритов закалочной зоны (обр. Ca-507-1) и габбро-долеритов центральной части (обр. Ca-507-2)) силла Сорварангер.

СКВО = 0.013 (рис. 8а), который в пределах ошибки перекрывается с возрастом силлов 2403 ± ± 12 млн лет (U-Pb метод по бадделеиту, Stepanova et al., 2017; Сальникова и др., 2020). Концентраты клинопироксена и основной массы, выделенные из пикродолеритов, на Sm–Nd изохронной диаграмме сильно отклоняются от минеральной изохроны габбро-долеритов (рис. 8а) и имеют широ-

Таблица 5. Изотопный состав кислорода для пород и минералов силлов Сорварангер и Лиинахамари

Номер образца	Порода	Минерал	$\delta^{18}O$, ±0.1‰ (1σ)
Ca-507-1	Пикродолериты		5.95
Ca-507-1		*Ol*	5.26
Ca-507-1		*Cpx*	4.93
Ca-507-1		*Cpx-Pl* основная масса	6.22
Ca-511-4	Оливиновые габбронориты		5.70
Ca-506-2	Оливиновые габбронориты		5.57
Ca-511-1	Кварцевые долериты		6.27

кие и незакономерные вариации величины $\varepsilon_{Nd}(2.40)$ от –0.8 до –2.2 (табл. 4, рис. 8б).

Первичное изотопное отношение стронция $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{2.40}$ варьирует от 0.7020 до 0.7028 во всех изученных образцах, за исключением образца концентрата гранофирового агрегата, имеющего контрастно высокое отношение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{2.40}$ = = 0.7044 (табл. 4, рис. 8г). Фенокристы клинопироксена из габбро-долеритов имеют заметно более радиогенный стронций $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{2.40}$ = 0.7028 по сравнению с клинопироксеном пикродолеритов $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{2.40}$ = 0.7023. На Rb–Sr изохронной диаграмме (рис. 8в) хорошую линейную зависимость (R^2 = 0.9998) дают точки составов габбро-долеритов и их гранофирового агрегата, а также точки составов основной массы из пикродолеритов, что аппроксимируется линией смешения T = = 2863 ± 130 млн лет (СКВО = 8.1), который контрастно отличается от возраста кристаллизации силлов, но сопоставим с возрастом вмещающих их гнейсов и гранитоидов (Levchenkov et al., 1995).

Изотопный состав кислорода (табл. 5) был определен для валовых проб пикродолеритов верхней закалочной зоны (обр. Ca-507-1), оливиновых габбронноритов подошвы (обр. Ca-511-4, Ca-506-2) и кварцевых долеритов из верхней части силла (обр. Ca-511-1), а также в фенокристах *Ol*–1, клинопироксена и пироксен-плагиоклазовой основной массы из пикродолеритов (обр. Ca-507-1). Значения величины $\delta^{18}O$ в валовых пробах оливиновых габбронноритов составили 5.57 и 5.70‰, в кварцевых долеритах – 6.27‰. Фенокристы *Ol*–1 обладают низким значением $\delta^{18}O$ (5.26‰), сопоставимым с оливинами мантийных пород ($\delta^{18}O$ = = 5.18 ± 0.28‰, Mattey et al., 1994). Для фенокристов клинопироксена величина $\delta^{18}O$ (4.93‰) оказалась пониженной относительно высокотемпературного равновесия с оливином (Mattey et al., 1994). В целом величины $\delta^{18}O$ пород и минералов показывают обратную зависимость от их Mg#.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Несмотря на древний возраст интрузивов (2.40 млрд лет), породы в объеме силлов хорошо сохранили первичные текстурные и минералогические особенности (см. рис. 2), что определяет возможность использования составов и структурных соотношений слагающих их минералов для определения последовательности и этапов кристаллизации расплава. Это делает палеопротерозойские (2.40 млрд лет) силлы пикродолеритов Кольско-Норвежского террейна одним из ключевых объектов для петрологических реконструкций эволюции высокомагнезиальных расплавов в ранней истории Земли.

Порфировидные структуры закалочных зон силлов указывают на поликомпонентный состав внедрявшейся магмы, содержавшей, помимо расплава, фенокристы *Ol*–1, *Ol*–2 и *Cpx*. Неоднородность фенокристов *Ol*–1, выраженная в изменении как состава *Ol*–1 (рис. 2–4, табл. 1, Suppl. 1), так и характера включений и состава ламелей от *Ol*–1–Ц к *Ol*–1–К (рис. 5, Suppl. 2), свидетельствует о многостадийной эволюции родоначального расплава и позволяет рассматривать *Ol*–1–Ц как фазу, несущую информацию о самых ранних этапах кристаллизации магмы. Сходство составов *Ol*–1–К и *Ol*–2 и присутствие в них ламелей магнетита, включения пироксена в *Ol*–2, близкие по составу к *Cpx*–Ц, могут указывать на их одновременную кристаллизацию. Это позволяет выделить минеральную ассоциацию *Ol*–1–К + *Ol*–2 + *Cpx*–Ц, которая кристаллизовалась на следующем этапе эволюции расплава. *Cpx*–К имеет состав, близкий к клинопироксенам основной массы пикродолеритов, и кристаллизовался на этапе становления силла (Ерофеева и др., 2019). Аналогичный состав имеют и клинопироксены габбро-долеритов центральных частей тел.

Таким образом, данные, полученные при изучении фенокристов высокомагнезиальных пород закалочных зон, дают возможность выделить минеральные ассоциации, кристаллизация которых происходила на разных этапах эволюции расплава: (I) *Ol*–1–Ц, (II) *Ol*–1–К + *Ol*–2 + *Cpx*–Ц, (III) *Cpx*–К + долеритовая основная масса. Это, в совокупности с изотопно-геохимическими исследованиями минералов основной массы и валовых проб, позволяет определить условия кристаллизации, оценить соотношения процессов кристаллизации фенокристов и коровой контаминации расплава и провести реконструкцию отдельных этапов эволюции магм при их подъеме от мантийного источника до уровня становления силлов в верхней коре.

Ранняя эволюция родоначального расплава

Информация о ранних этапах эволюции родоначальных расплавов, сформировавших силлы пикродолеритов, содержится в *Ol*–1–Ц. Его состав, присутствие диопсид-шпинелевых ламелей и твердофазных включений пироксенов, хромистой шпинели и Ti-паргасита – характеристики которые могут быть использованы для расшифровки условий кристаллизации (рис. 3, Suppl. 2).

В *Ol*–1–Ц высокая магнезиальность ядер, вариации содержаний Ni, Mn, Ti, локальные высокие концентрации Ca, Cr и Al, обусловленные присутствием диопсид-шпинелевых ламелей, указывают на их кристаллизацию из примитивного пикри-

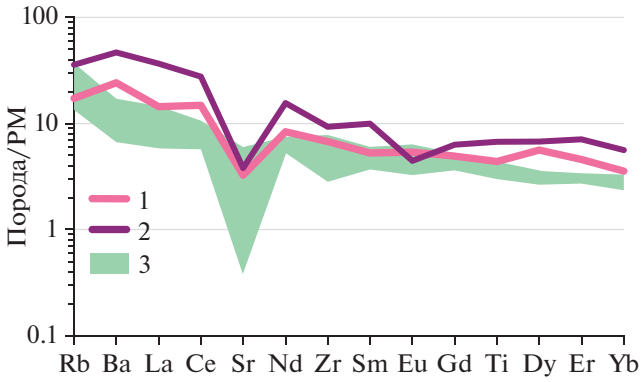

Рис. 9. Распределение рассеянных элементов, нормированных на примитивную мантию (PM) по (Wedepohl, Hartmann, 1994) для: 1 – модельного состава расплава, равновесного с *Cpx*–Ц; 2 – модельного состава расплава, равновесного с *Cpx*–К; коэффициенты распределения $\left(K^{РЗЭ}_{D\,Cpx-расплав}\right)$ по (McKenzie, O'Nions, 1990; Hart, Dunn, 1993; Pilet et al., 2011); 3 – мультиэлементный спектр пикродолеритов зон закалки силлов.

тового или коматиитового расплава (Sobolev et al., 2007). Диопсид-шпинелевые ламели, вероятно, были сформированы в результате твердофазного распада высоко-Ca и -Cr оливина (Bell et al., 1975; Field, 2008; Хисина и др., 2011; Савельева и др., 2016). Высокие концентрации Ca (>0.2 мас. %), Al (>0.04 мас. %) и Cr (>0.1 мас. %) являются характерной чертой оливиновых фенокристов с Mg# > 90 пикритовых и коматиитовых расплавов (De Hoog et al., 2010; Asafov et al., 2018), но не типичны для оливина мантийных перидотитов.

Зерна высокомагнезиального (Mg# ~ 90) оливина с твердофазными включениями различных минералов, в том числе пироксенов и шпинели, описаны в пикритах разных тектонических обстановок (Kamenetsky et al., 2006, 2007, 2017). Во всех случаях специфика составов минералов включений (например, высокие концентрации TiO_2 и др.) исключает их более раннюю кристаллизацию из материнского расплава, чем оливин-хозяин. Процессы формирования системы оливин–твердофазное включение дискуссионны. В одной из моделей и оливин, и минералы включений рассматриваются как микроксенолиты мантийного субстрата, захваченные из пород рамы на пути подъема расплава к поверхности (Rohrbach et al., 2005; Gao et al. 2008). В другой модели зерна оливина-хозяина интерпретируются как фенокристы, кристаллизовавшиеся из расплава, а минералы включений как ксенокристы – реликты растворенных высокомагнезиальным расплавом ксенолитов, захваченных при контаминации из вмещающих пород и сохранившихся благодаря изоляции в магматическом оливине (Danyushevsky et al., 2004; Kamenetsky et al., 2006).

Пироксены полифазных включений в *Ol*–1–Ц имеют высокие концентрации Al_2O_3 и TiO_2, что значительно отличает их от ранних *Cpx*–Ц, и по составу они сопоставимы с пироксенами метасоматизированных перидотитов (Coltorti et al., 2004). Включения хромистой шпинели отличаются от включений алюмохромита, содержащихся в *Ol*–1 с Mg# < 86. Ее характеристики, такие как низкая хромистость (Cr# = 7) и низкое содержание TiO_2 (0.02 мас. %) при высокой концентрации Al_2O_3 (60.4 мас. %), типичны для шпинелей мантийных перидотитов (например, Nkouandou, Temdjim, 2011). Таким образом, содержащиеся в *Ol*–1–Ц твердофазные включения контрастно отличаются от минералов, кристаллизовавшихся из родоначального расплава, и, вероятно, являются ксеногенными, представляя собой микроксенолиты.

Согласно расчетам, выполненным с использованием термобарометров (Putirka, 2008), формирование паргасит-пироксеновых и двупироксеновых парагенезисов микроксенолитов происходило в интервале давлений 9–18 кбар. Полученные данные позволяют предположить, что на глубине не менее 30 км родоначальный расплав захватывал фрагменты вмещающих мантийных и/или нижнекоровых пород, недорастворенные реликты которых могли быть изолированы/захвачены кристаллизующимся оливином. Ранняя контаминация родоначального расплава мантийным и/или нижнекоровым субстратом, выявленная на минералогическом уровне, вероятно, фиксирует эпизод мантийного метасоматоза, предшествававший становлению силлов 2.40 млрд лет назад.

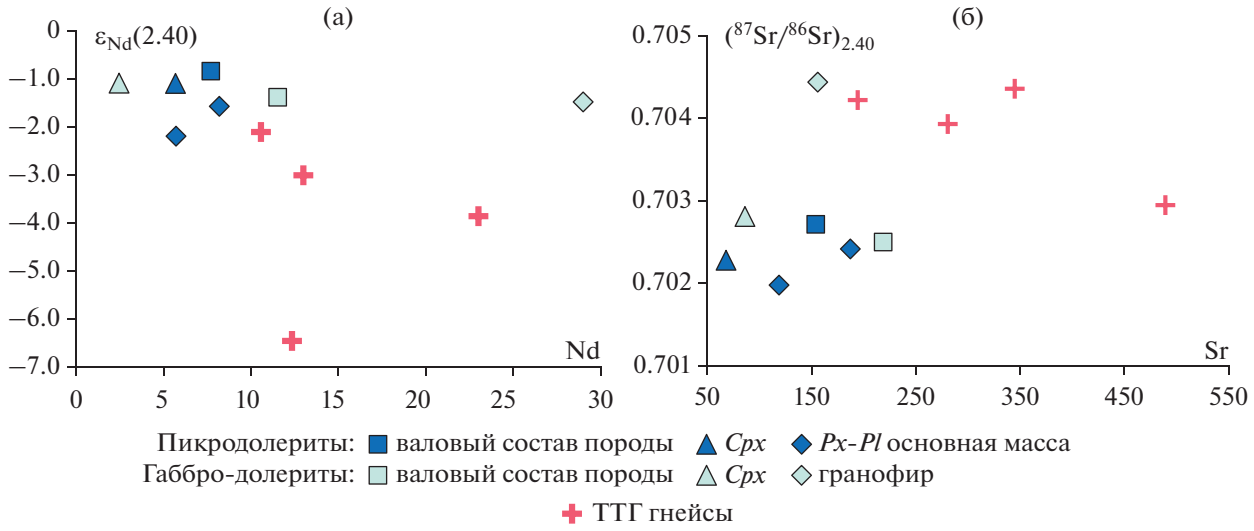

Рис. 10. Диаграммы Nd–$\varepsilon_{Nd}(2.40)$ (а) и Sr–$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{2.40}$ (б) для фенокристов, основной массы и валовых составов пород силла Сорварангер.
Значения для ТТГ-гнейсов из неопубликованных данных авторов.

Эволюция расплава в промежуточной магматической камере

Следующий этап эволюции расплава зафиксирован минеральной ассоциацией фенокристов *Ol*–1–К, *Ol*–2 и *Cpx*–Ц. Расчеты, выполненные с использованием *Ol-Spl* геотермометра (Wan et al., 2008; Coogan et al., 2014), показывают, что температура кристаллизации *Ol*–1–К с Mg# 85 составляет 1290–1350°С, *Ol*–2 и *Ol*–1–К с Mg# 81–83 составляет 1241–1280°С. Кристаллизация парагенезиса *Ol* (Mg# 83–85) и *Cpx*–Ц (Mg# 81–83) происходила в широком температурном интервале, составляющем 1160–1300°С (Loucks, 1996). С использованием *Cpx*-барометра (Nimis, 1999) установлено, что давление при кристаллизации *Cpx*–Ц составляло от 4.6 до 6.5 кбар. Полученные *P-T* параметры отвечают среднекоровому уровню (15–20 км) заложения промежуточной магматической камеры, в которой происходила кристалилзация *Ol*–1–К, *Ol*–2 и *Cpx*–Ц.

С использованием $K_{D\,Cpx-расплав}^{РЗЭ}$ (McKenzie, O'Nions, 1990; Hart, Dunn, 1993; Pilet et al., 2011) были рассчитаны концентрации РЗЭ в модельном расплаве-1, равновесном с *Cpx*–Ц (рис. 9). По геохимическим особенностям модельный расплав-1 близок к пикродолеритам силлов (рис. 9).

Эволюция расплава в объеме силла

Заключительные стадии эволюции расплава в объеме силла зафиксированы в *Cpx*–К и минералах долеритовой основной массы пород. Температурный интервал кристаллизации *Cpx*–К с Mg# 79–81 составляет 1020–1154°С при давлении 3.7 ± 2.8 кбар (Putirka, 2008; Nimis, 1999), что в пределах погрешности расчета согласуется с оценкой давления кристаллизации клинопироксена долеритовой основной массы пикродолеритов (P = 1.6 ± 1.4 кбар, Ерофеева и др., 2019), отвечающей уровню становления силла.

Принимая K_D^{Fe-Mg} = 0.27 ± 0.03 (Putirka, 2008), *Cpx*–К пикродолеритов с Mg# 70–72 мог кристаллизоваться из расплава с Mg# 40. Модельный расплав-2, равновесный с *Cpx*–К (рис. 9), имеет более высокие концентрации редких и редкоземельных элементов и более фракционированный спектр легких РЗЭ ($[La/Sm]_N$ = 5.28) по сравнению с пикродолеритами ($[La/Sm]_N$ = 2.53, Ерофеева и др., 2019) и модельным расплавом-1 ($[La/Sm]_N$ = 2.74) (рис. 9). Это может быть связано как с процессом кристаллизационной дифференциации в объеме силла, так и с контаминацией коровым материалом. На мультиэлементных диаграммах в *Cpx*–К (см. рис. 6б) хорошо выражены отрицательные аномалии Sr и Eu, которые можно объяснить его кристаллизацией одновременно с плагиоклазом.

Ламели магнетита, развитые в *Ol*–2 и в краевых частях фенокристов *Ol*–1, вероятно, являются структурами твердофазного распада, происходившего после кристаллизации фенокристов. Подобный распад связывают с высокотемпературным (T ~ 1000°С) окислением (Champness 1970; Putnis, 1979; Рябов и др., 2001).

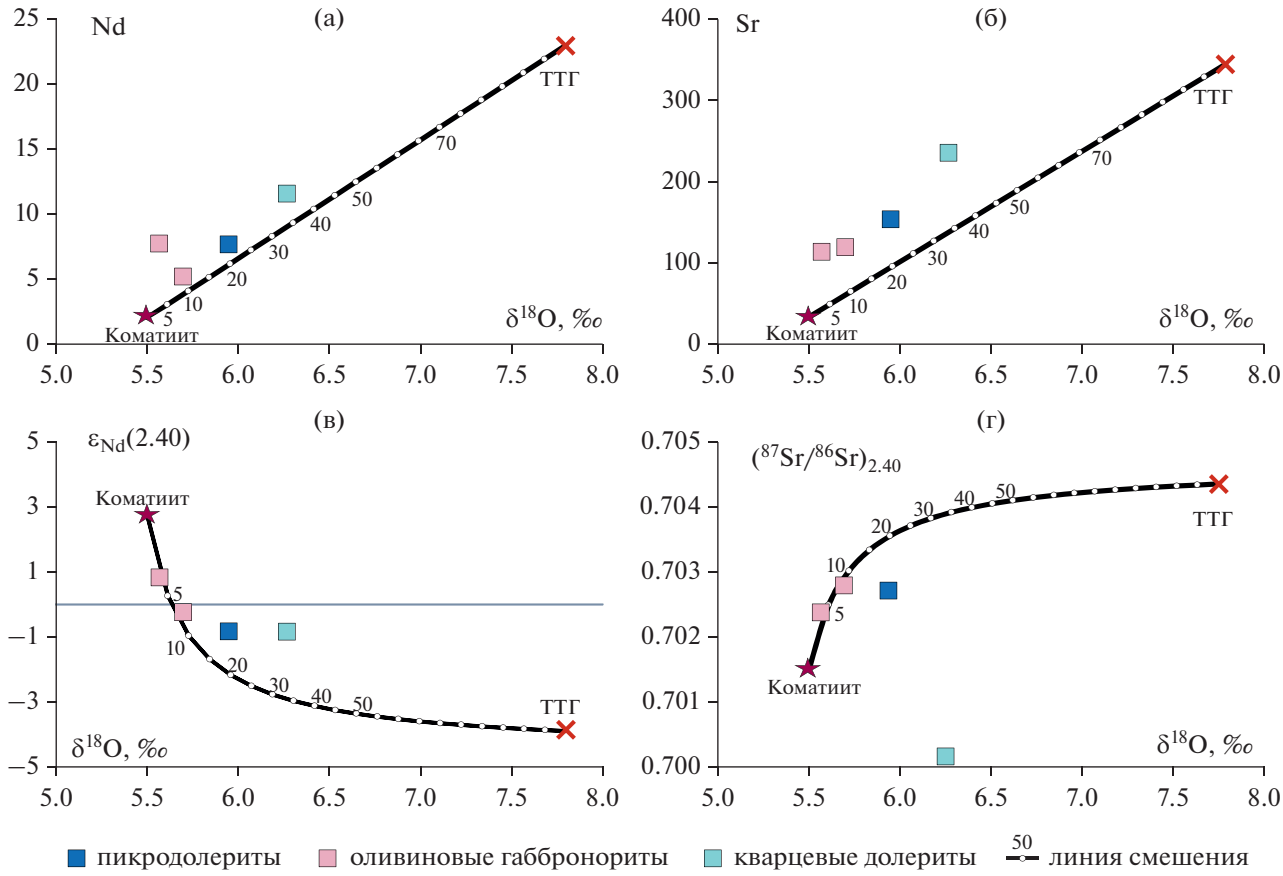

Рис. 11. Вариации концентраций Nd (а), Sr (б), значений $\varepsilon_{Nd}(2.40)$ (в) и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{2.40}$ (г) в зависимости от величин $\delta^{18}O$ в породах силлов.
На диаграммы вынесены составы предполагаемого исходного расплава (коматиит) и корового контаминанта (ТТГ-гнейсы) с линией их смешения. Точки на линии указывают процент контаминанты в системе. Концентрации и изотопные характеристики Nd и Sr для коматиитов Belingwe из (Shimizu et al., 2005), для ТТГ-гнейсов – из неопубликованных данных авторов. Величина $\delta^{18}O$ для коматиитов принята равной мантийному значению по (Mattey et al., 1994), для ТТГ-гнейсов – по аналогии с данными для тоналитовых гнейсов пояса Лимпопо (Dubinina et al., 2015).

Изотопно-геохимические данные и коровая эволюция расплава

Результаты Sm-Nd и Rb-Sr изотопных исследований позволяют выявить два эпизода контаминации коровым материалом на разных этапах эволюции расплавов, сформировавших пикродолеритовые интрузивы.

Контаминация расплавов на уровне становления силлов, наиболее полно обоснованная и охарактеризованная полученными данными, контролировалась двумя механизмами. Первый механизм, распознаваемый на основании Sm-Nd изотопных данных, связан с контаминацией расплавов вмещающими гнейсами (рис. 10а), которая происходила при движении расплавов по пологим трещинам. В пользу такого механизма свидетельствуют полученные ранее данные о менее радиогенном первичном изотопном составе неодима в пикродолеритах и габбро-долеритах верхних частей силлов по сравнению с габбронoритами их подошвы (Ерофеева и др., 2019), а также различия изотопного состава неодима в двух изученных пробах плагиоклаз-пироксеновой основной массы из пикродолеритов зоны закалки силла (рис. 8б), что может отражать неполную гомогенизацию захваченных фрагментов гнейсов. Начало этого процесса “заморожено” в пикродолеритах зоны закалки силла, где гомогенизация захваченного архейского корового материала с низкорадиогенным изотопным составом неодима не успела произойти ни в объеме закаленного расплава, ни между контаминированным при становлении силла расплавом и вынесенными с более глубоких уровней фенокристами клинопироксена (рис. 10а, табл. 4). Окончание процесса контаминации с практически полной гомогенизацией контаминанты в ходе дифференциации мафического расплава в объеме силла иллюстри-

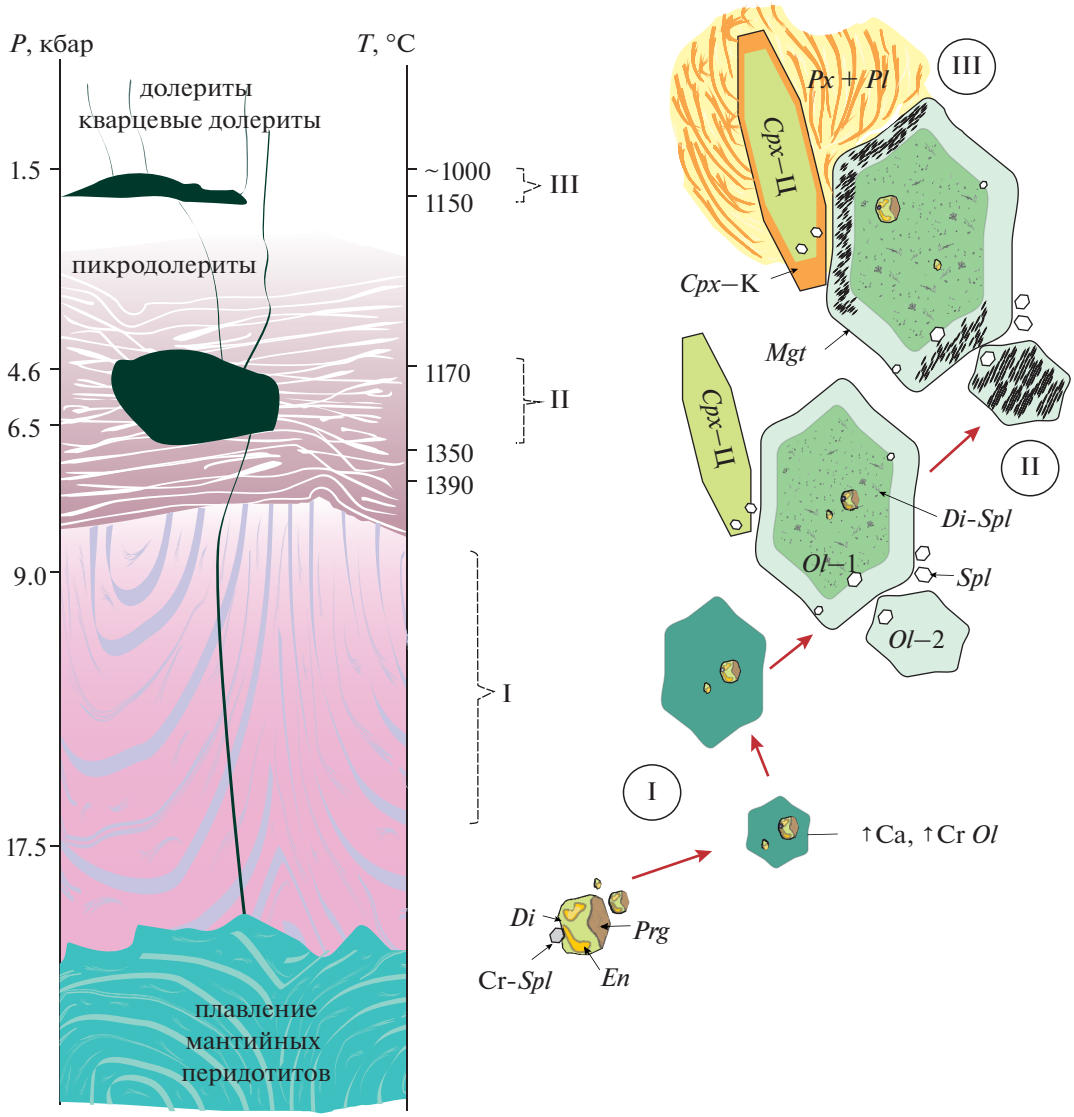

Рис. 12. Модель эволюции высокомагнезиальных расплавов, формирующих интрузивы с возрастом 2.40 млрд лет в Кольско-Норвежском террейне.
Римскими цифрами показаны этапы эволюции расплава. Подробнее см. в тексте (Обсуждение результатов и Выводы).

рует проба габбро-долеритов, где и пироксен и гранофировый агрегат имеют очень близкие величины первичного изотопного состава Nd, а Sm–Nd минеральная изохрона дает возраст, который в пределах ошибки перекрывается с возрастом пород (рис. 8а).

Концентрат гранофира из габбро-долеритов не отличается от остальных проб по изотопному составу неодима (рис. 10а), но имеет более радиогенный изотопный состав стронция (рис. 10б), сопоставимый с изотопным составом стронция во вмещающих ТТГ-гнейсах. Очевидно, что такая изотопно-геохимическая особенность гранофира не могла быть обеспечена валовой контаминацией архейскими гнейсами. Объяснение может быть найдено, если предположить поступление в расплав флюида, сильно обогащенного радиогенным изотопом ^{87}Sr, который образовывался при дегидратации биотита из вмещающих гнейсов при их прогреве высокотемпературной базитовой магмой (Knesel, Davidson, 1999; Степанова и др., 2020). Радиогенный изотоп ^{87}Sr мог накапливаться в биотите с высоким отношением ^{87}Rb/^{86}Sr за счет радиоактивного распада ^{87}Rb в течение 400 млн лет, разделявших становление протолитов гнейсов (около 2.80 млрд лет, Levchenkov et al., 1995) от внедрения силлов (2.40 млрд лет, Stepanova et al., 2017; Сальникова и др., 2020). Взаимодействие

такого флюида с базальтовыми расплавами, по-видимому, привело к обогащению им остаточного расплава, кристаллизовавшегося в виде гранофира, что отразилось в Rb–Sr изохронных координатах появлением линии смешения, наклон которой соответствует архейскому возрасту (рис. 8в).

Вариации величин $\delta^{18}O$ в изученных породах могли возникнуть на уровне становления силлов за счет дифференциации расплава. Гравитационная дифференциация приводит к перераспределению фенокристов оливина и пироксена в объеме силла, основная часть которых концентрируется в нижних частях интрузива (Ерофеева и др., 2019). Поскольку оливин и пироксен обладают минимальными величинами $\delta^{18}O$, валовые пробы пород в подошве силла имеют пониженные величины $\delta^{18}O$, по сравнению с породами кровли (табл. 5, рис. 11). Однако вариации значений величины $\delta^{18}O$ в изученных породах могут быть описаны и в рамках контаминации веществом с более высокими содержаниями Nd и Sr и с более высоким отношением $^{18}O/^{16}O$. На это указывают соотношения концентраций данных элементов и их изотопных характеристик с величиной $\delta^{18}O$ в валовых пробах пород (рис. 11). Если принимать гипотезу контаминации, то необходимо допустить один из двух вариантов развития событий: (1) в исходном расплаве содержания Nd и Sr были столь малы, что уже на первых стадиях контаминации их изотопные параметры оказались близки к составу контаминанта и далее не изменялись; (2) изотопные параметры контаминанта были близки к изотопным параметрам исходного расплава. В первом варианте предполагается, что концентрации Sr и Nd в контаминирующей породе должны быть высокими (например, верхняя–средняя кора). Во втором варианте ограничений по концентрациям Sr и Nd не требуется.

О более раннем эпизоде контаминации мафических расплавов, который предшествовал их внедрению в верхнюю кору, можно судить по изотопно-геохимическим характеристикам фенокристов клинопироксена, локальные исследования которого показывают, что только *Cpx*–К равновесен с мелкими зернами *Cpx* долеритовой основной массы пород и кристаллизовался на уровне становления силла. Таким образом, центральные части зерен клинопироксена (*Cpx*–Ц) несут информацию о более ранних этапах эволюции расплавов, а краевые (*Cpx*–К) – об этапах становления силлов. Это существенно затрудняет интерпретацию результатов изотопных исследований, которые получены по навескам клинопироксена, представляющим собой смесь пироксенов центральных и краевых частей зерен. Эти данные не позволяют получить количественную оценку Sr-Nd изотопных характеристик для разных генераций клинопироксена. Однако есть все основания предполагать, что фенокристы клинопироксена из зоны закалки претерпели минимальную перестройку изотопных систем во время становления силлов, и их величины $\varepsilon_{Nd}(2.40) = -1.1$ и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{2.40} = 0.7023$ в значительной мере определяются вкладом коровой контаминанты в расплав до его внедрения в верхние горизонты коры. Таким образом, контаминация с изменением изотопного состава Nd и Sr могла происходить на более глубоких уровнях литосферы.

Модель эволюции высокомагнезиальных расплавов с возрастом 2.40 млрд лет

Интерпретация результатов геохимических и изотопных исследований фенокристов и их вмещающей долеритовой основной массы представлена в виде схематической модели эволюции расплавов высокомагнезиальных базитов с возрастом 2.40 млрд лет в Кольско-Норвежском террейне (рис. 12).

Минералого-геохимические особенности *Ol*–1–Ц пикродолеритов свидетельствуют в пользу того, что родоначальный расплав имел пикритовый/коматиитовый состав и температуру выше 1350°C. В процессе подъема расплав захватывал ксенолиты верхнемантийного и/или нижнекорового вещества на глубине не менее 30 км, недорастворенные фрагменты которых были изолированы кристаллизующимся оливином (рис. 12, I). При понижении температуры в результате структурной нестабильности оливина происходил его твердофазный распад с обособлением диопсид-шпинелевых ламелей от *Ol*–1–Ц.

Второй этап эволюции расплава происходил в промежуточной магматической камере (рис. 12, II), сформированной в средней коре на глубине 15–20 км. Здесь в температурном интервале 1350–1170°C кристаллизовались фенокристы *Ol*–2, *Cpx*–Ц и краевые части *Ol*–1 (*Ol*–1–К).

Последующий подъем расплава на менее глубинные уровни литосферы происходил с формированием силлов (рис. 12, III; Ерофеева и др., 2019) на глубине ~5 км при более низких температурах (~1000–1154°C). Этот этап эволюции сопровождался контаминацией ТТГ-гнейсами при подъеме расплавов и заполнении ими пологих верхнекоровых магматических камер, и также флюидом, образовавшимся за счет дегидратации

биотита вмещающих пород. Определяющим механизмом в эволюции внедрившегося расплава на уровне становления силла являлась внутрикамерная гравитационная дифференциация, отразившаяся в формировании кумулятивных оливиновых габброноритов в подошве и габбро-долеритов в кровле силла (Ерофеева и др., 2019).

ВЫВОДЫ

На основе новых геохимических и изотопных данных по Sr, Nd и $\delta^{18}O$ в минералах и валовых составах пород проведены петрогенетические реконструкции эволюции расплавов, сформировавших маломощные (до 30 м) силлы с возрастом 2.40 млрд лет в северной части Фенноскандинавского щита (Кольско-Норвежский террейн, районы Лиинахамари и Сорварангер).

Оценка состава родоначального расплава и условий начальных этапов его кристаллизации основана на минералого-геохимических характеристиках высокомагнезиальных фенокристов *Ol*–1. Высокая концентрация Ni (от 2845 до 3419 г/т), стабильное Ni/Mg отношение и низкие концентрации Ti, Mn, Co в ядрах *Ol*–1–Ц указывают на его кристаллизацию из примитивного пикритового/коматиитового расплава. В пользу этого также свидетельствуют высокие концентрации CaO и Cr_2O_3 в *Ol*–1–Ц, типичные для оливинов пикритов и коматиитов (De Hoog et al., 2010; Asafov et al., 2018), что фиксируется по мелким диопсид-шпинелевым ламелям, возникшим в результате структурной нестабильности оливина.

Полифазные кристаллические включения высокотитанистых и высокоглиноземистых пироксенов, Ti-паргасита и хромистой шпинели, локализованные в *Ol*–1–Ц, контрастно отличаются от фенокристов *Cpx* и минералов основной массы пикродолеритов и могут рассматриваться в качестве недорастворенных фрагментов ксенолитов, которые захватывались высокотемпературным пикритовым расплавом при подъеме. Рассчитанное давление кристаллизации пироксенов включений отвечает глубинам более 30 км.

Второй этап кристаллизации фенокристовой ассоциации происходил в условиях средней коры на глубине 15–20 км в температурном интервале 1160–1350°C. Из расплава, ранее претерпевшего фракционную кристаллизацию *Ol*–1–Ц, происходила кристаллизация *Ol*–1–К, *Ol*–2 и *Cpx*–Ц.

На уровне становления силла, на глубине около 5 км, определяющим механизмом в эволюции внедрившегося расплава являлась внутрикамерная гравитационная дифференциация с осаждением фенокристов оливина и пироксена и формированием кумулятивных оливиновых габброноритов в нижней части силла и габбро-долеритов в верхней его части (Ерофеева и др., 2019). Коровая контаминация на уровне становления силла обеспечивалась двумя процессами, связанными с контаминацией при подъеме расплавов и заполнении ими пологих верхнекоровых магматических камер и обогащением системы флюидом, образовавшимся при распаде биотита во вмещающих ТТГ-гнейсах.

Благодарности. Авторы признательны А.В. Каргину, Я.В. Бычковой и О.А. Агеевой за обсуждение материала на разных этапах исследований. Доброжелательная и конструктивная критика А.В. Гирниса значительно улучшила статью. Дискуссии с А.А. Носовой на этапе подготовки рукописи, ее замечания и рекомендации внесли важный вклад в настоящую работу.

Источники финансирования. Исследования выполнены при поддержке РНФ, проект № 16-17-10260-П. Изучение изотопного состава кислорода выполнено в рамках проекта РНФ № 18-17-00126.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. М.: Наука, 2009. 379 с.

Ерофеева К.Г., Степанова А.В., Самсонов А.В. и др. Базитовые дайки и силлы палеопротерозойского возраста (2400 млн лет) на севере Фенноскандии: петрология и коровая эволюция // Петрология. 2019. Т. 27. № 1. С. 19–46.

Карандашев В.К., Туранов А.Н., Орлова Т.А. и др. Использование метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в элементном анализе объектов окружающей среды // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2007. В. 73. С. 12–22.

Каргин А.В., Носова А.А., Ларионова Ю.О. и др. Мезопротерозойские оранжеиты (кимберлиты II) Западной Карелии: минералогические, геохимические и Nd-Sr изотопно-геохимические особенности // Петрология. 2014. Т. 22. № 2. С. 171–207.

Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов Карельского кратона: Nd и Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 590–612.

Морозов Ю.А., Галыбин А.Н., Мухамедиев Ш.А. и др. Тектонический и геомеханический контроль размещения даек и силлоподобных тел в северо-западной части Кольского полуострова // Геотектоника. 2017. № 3. С. 28–60.

Ранний докембрий Балтийского щита // Под ред. В.А. Глебовицкого. С-Пб.: Наука, 2005. 711 с.

Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Т. 1. Петрология траппов. Новосибирск: Нонпарель, 2001. 408 с.

Савельева Г.Н., Батанова В.Г., Соболев А.В. Твердофазовый распад пироксен-хромшпинель в мантийных лерцолитах офиолитового массива Сыумкеу на Полярном Урале // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 10. С. 1808–1827.

Сазонова Л.В., Носова А.А., Каргин А.В. и др. Оливин кимберлитов трубок Пионерская и им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): типы, состав, происхождение // Петрология. 2015. Т. 23. № 3. С. 251–284.

Сальникова Е.Б., Самсонов А.В., Степанова А.В. и др. Фрагменты палеопротерозойских крупных магматических провинций в Северной Фенноскандии: U-Pb датирование бадделеита из мафических даек и силлов // Докл. АН. 2020. Т. 491. № 2. С. 46–50.

Степанов В.С., Степанова А.В., Егорова С.В. Процессы кристаллизации в дайках палеопротерозойских габбронноритов в Карельском кратоне на примере района оз. Кундозеро // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2013. В. 16. С. 64–75.

Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В. и др. Дайки долеритов 2404 млн лет на Карельском кратоне – фрагмент палеопротерозойской крупной магматической провинции // Докл. АН. 2017. Т. 472. № 2. С. 185–191.

Степанова А.В., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О. и др. Палеопротерозойские (1860 млн лет) мафические силлы I-типа в Мурманском кратоне, Северо-Восточная Фенноскандия: петрология и тектоника внутриплитного магматизма в период сборки суперконтинента Нуна // Петрология. 2020. Т. 28. № 3. С. 227–354.

Хисина Н.Р., Вирт Р., Назаров М.А. Ламелярные пироксен-шпинелевые симплекиты в лунном оливине из реголита АЛС "ЛУНа-24" // Геохимия. 2011. № 5. С. 473–482.

Asafov E.V., Sobolev A.V., Gurenko A.A. et al. Belingwe komatiites (2.7 Ga) originate from a plume with moderate water content, as inferred from inclusions in olivine // Chemical Geology. 2018. V. 478. P. 39–59.

Batanova V.G., Sobolev A.V., Kuzmin D.V. Trace element analysis of olivine: High precision analytical method for JEOL JXA-8230 electron probe microanalyser // Chemical Geology. 2015. V. 419. P. 149–157.

Bell P.M., Mao H.K., Roedder E., Weiblen P.W. The problem of the origin of symplectites in olivine-bearing lunar rocks // Proc. Lunar Sci. Conf. 6th. 1975. P. 231–248.

Champness P.E. Nucleation and growth of iron oxides in olivine (Mg, Fe)$_2$SiO$_4$ // Mineralogical Magazine. 1970. V. 37. P. 790–800.

Choi M., Fiorentini M., Giuliani A. et al. Subduction-related petrogenesis of late Archean calc-alkaline lamprophyres in the Yilgarn craton (Western Australia) // Precam. Res. 2020. V. 338 (in press).

Coltorti M., Beccaluva L., Bonadiman C. et al. Amphibole genesis via metasomatic reaction with clinopyroxene in mantle xenoliths from Victoria Land, Antarctica // Lithos. 2004. V. 75. P. 115–139.

Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // Chemical Geology. 2014. V. 368. P. 1–10.

Danyushevsky L.V., Leslie R.A.J., Crawford A.J., Durance P. Melt inclusions in primitive olivine phenocrysts: the role of localized reaction processes in the origin of anomalous compositions // J. Petrol. 2004. V. 45. P. 2531–2553.

De Hoog J.C.M., Gall L., Cornell D.H. Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry // Chemical Geology. 2010. V. 270. № 1–4. P. 196–215.

Dobrzhinetskaya L.F., Nordgulen O., Vetrin V.R. et al. Correlation of the Archaean rocks between the Sorvaranger area, Norway, and the Kola Peninsula, Russia (Baltic Shield) // Nor. Geol. Unders. Spec. Publ. 1995. V. 7. P. 7–27.

Dubinina E.O., Aranovich L.Y., van Reenen D.D. et al. Involvement of fluids in the metamorphic processes within differentzones of the Southern Marginal Zone of the Limpopo complex, South Africa: an oxygen isotope perspective // Precam. Res. 2015. V. 256. P. 48–61.

Field S.W. Diffusion, discontinuous precipitation, metamorphism, and metasomatism: The complex history of South African upper-mantle symplectites // Amer. Mineral. 2008. V. 93. P. 618–631.

Gao S., Rudnick R.L., Xu W.L. et al. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China craton // Earth. Planet. Sci. Lett. 2008. V. 270. P. 41–53.

Hart S.R., Dunn T. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. № 113. P. 1–8.

Herzberg C. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: implications for origins // J. Petrol. 2011. V. 52. P. 113–146.

Hölttä P., Balagansky V., Garde A. et al. Archean of Greenland and Fennoscandia // Episodes. 2008. V. 31. P. 13–19.

Jochum K.P., Weis U., Stoll B. et al. Determination of reference values for NIST SRM 610–617 glasses following ISO guidelines // Geostand. Geoanalyt. Res. 2011. V. 35. № 4. P. 397.

Kamenetsky V.S., Elburg M., Arculus R.J., Thomas R. Phenocrystic origin of low-Ca olivines in subduction-related magmas: implications for magma petrogenesis // Chemical Geology. 2006. V. 233. P. 346–357.

Kamenetsky V.S., Gurenko A.A. Cryptic crustal contamination of MORB primitive melts recorded in olivine-hosted glass and mineral inclusions // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 153. P. 465–481.

Kamenetsky V.S., Maas R., Kamenetskya M.B. et al. Multiple mantle sources of continental magmatism: insights from "high-Ti" picrites of Karoo and other large igneous provinces // Chemical Geology. 2017. V. 455. P. 22–31.

Kepezhinskas P.K., Eriksen G.M.D., Kepezhinskas N.P. Geochemistry of ultramafic to mafic rocks in the Norwegian Lapland: Inferences on mantle sources and implications for diamond exploration // Earth Sci. Res. 2016. V. 5. P. 148–157.

Kil Y., Shin H., Oh H., Kim J. et al. In-situ trace element analysis of clinopyroxene on thin section by using LA-ICP-MS // Geosci. J. 2011. V. 15. № 2. P. 177–183.

Knesel K.M., Davidson J.P. Sr isotope systematics during melt generation by intrusion of basalt into continental crust // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 136. P. 285–295.

Kullerud K., Skjerlie K.P., Corfu F. et al. The 2.40 Ga Ringvassøy mafic dykes, West Troms Basement Complex, Norway: the concluding act of early Paleoproterozoic continental breakup // Precam. Res. 2006. V. 150. P. 183–200.

Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen O. et al. U-Pb zircon ages from Sorvaranger, Norway, and the western part of the Kola Peninsula, Russia // Nor. Geol. Unders. Spec. Publ. 1995. V. 7. P. 29–47.

Loucks R.R. A precise olivine-augite Mg-Fe exchange geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 125. № 2–3. P. 140–150.

Longerich H.P., Jackson S.E., Günther D. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometric transient signal data acquisition and analyte concentration calculation // J. Anal. At. Spectrom. 1996. V. 11. P. 899–904.

Mattey D., Lowry D., Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 128. P. 231–241.

McKenzie D., O'Nions R.K. Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations // J. Petrol. 1991. V. 32. P. 1021–1091.

Morimoto N., Fabriès J., Ferguson A.K. et al. Nomenclature of pyroxenes // Amer. Mineral. 1988. V. 73. P. 1123–1133.

Nimis P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 135. P. 62–74.

Nkouandou O.F., Temdjim R. Petrology of spinel lherzolite xenoliths and host basaltic lava from Ngao Voglar volcano, Adamawa Massif (Cameroon Volcanic Line, West Africa): equilibrium conditions and mantle characteristics // J. Geosci. 2011. V. 56. P. 375–387.

Paton C., Hellstrom J., Paul B. et al. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // J. Anal. At. Spectrom. 2011. V. 26. P. 2508–2518.

Pilet S., Baker M.B., Müntener O., Stolper E.M. Monte Carlo simulations of metasomatic enrichment in the lithosphere and implications for the source of alkaline basalts // J. Petrol. 2011. V. 52. P. 1415–1442.

Puchtel I.S., Touboul M., Blichert-Toft J. et al. Lithophile and siderophile element systematics of Earth's mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2016. V. 180. P. 227–255.

Putirka K. Thermometers and barometers for volcanic systems // Rev. Mineral. Geochem. 2008. V. 69. P. 61–120.

Putnis A. Electron petrography of high-temperature oxidation in olivine from the Rhum layered Intrusion // Mineralogical Magazine. 1979. V. 43. P. 293–296.

Rohrbach A., Schuth S., Ballhaus C. et al. Petrological constraints on the origin of arc picrites, New Georgia Group, Solomon Islands // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. V. 149. P. 685–698.

Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the *in situ* determination of oxygen isotope ratios in silicates and oxides // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 1353–1357.

Shimizu K., Nakamura E., Maruyama S. The Geochemistry of ultramafic to mafic volcanics from the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe: magmatism in an Archean continental large igneous province // J. Petrol. 2005. V. 46. P. 2367–2394.

Søager N., Portnyagin M., Hoernle K. et al. Olivine major and trace element compositions in Southern Payenia basalts, Argentina: evidence for pyroxenite–peridotite melt mixing in a back-arc setting // J. Petrol. 2015. V. 56. P. 1495–1518.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // Science. 2007. V. 316. № 5823. P. 412–417.

Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B. et al. Fragments of Paleoproterozoic LIPs in Kola-Murmansk and Karelian provinces, Fennoscandia: markers for time span of Lapland-Kola Ocean // Abstract for the Goldschmidt conference, Paris, France. URL: https://goldschmidt.info/2017/abstracts/abstractView?id=2017003158. 2017.

Thirlwall M.F. Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis // Chemical Geology. 1991. V. 94. № 2. P.85–104.

Wan Z., Coogan L.A., Canil D. Experimental calibration of aluminum partitioning between olivine and spinel as a geothermometer // Amer. Mineral. 2008. V. 93. P. 1142–1147.

Wedepohl K.H., Hartmann G. The composition of the primitive upper earth's mantle // Ed. H.O.A. Meyer and O.H. Leonardos. Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Rio de Janeiro. 1994. № 1. P. 486–495.

Olivine and Clinopyroxene Phenocrysts as a Proxies for Origin and Crustal Evolution of Primary Mantle Melts: a Case Study of 2.40 Ga Mafic Sills in the Northern Fennoscandia

K. G. Erofeeva[1], A. V. Samsonov[1], A. V. Stepanova[2], Yu. O. Larionova[1], E. O. Dubinina[1], S. V. Egorova[2], A. A. Arzamastsev[3, 4], E. V. Kovalchuk[1], and V. D. Abramova[1]

[1]*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[2]*Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia*

[3]*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

[4]*Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

New petrographic, geochemical, and isotopic (Sr, Nd, and $\delta^{18}O$) data on olivine and pyroxene phenocrysts provides constrains on composition and crustal evolution of primary melts forming Paleoproterozoic (2.40 Ga) picrodoleritic sills in the northwest Kola province, Fennoscandia. Picrodolerites forms differentiated sills with S-shaped compositional profiles. Their chilled margins comprise porphyritic picrodolerite (upper margin) and olivine gabbronorite (bottom) with olivine and clinopyroxene phenocrysts. Analysis of the available data allows us to recognize three main stages of mineral assemblages' crystallization. Central parts of large (up to 2 mm) olivine phenocrysts (*Ol*–1–C) crystallized at the early stage. This olivine (Mg# 85–92) is enriched in Ni (from 2845 to 3419 ppm), has stable Ni/Mg ratio, low Ti, Mn and Co concentrations, and contains small (up to 10 μm) diopside-spinel dendritic lamellae that probably originate due to decomposition of high Ca- and Cr-primary magmatic olivine. All these features of *Ol*–1–C correspond to the olivine typical for primitive picritic and komatiitic magmas (De Hoog et al., 2010; Asafov et al., 2018). *Ol*–1–C contains large (up to 0.25 mm) crystalline inclusions of high-Al enstatite (Mg# 80–88) and clinopyroxene (Mg# 82–90) occasionally in association with Ti-pargasite and chromian spinel (60.4 wt.% Al_2O_3). These inclusions considered microxenoliths of wall rock that were captured by primary melt at depth of more than 30 km and preserved due to conservation in magmatic olivine. The second stage of melt evolution in the middle crustal transitional magma chamber at depth of 15–20 km is recognized by crystallization of *Ol*–1 rim (*Ol*–1–R), small (up to 0.3 mm) olivine (*Ol*–2, Mg# 76–85) grains and central parts of large (up to 1.5 mm) clinopyroxene (*Cpx*–C) phenocrysts. Crystallization occurs at the temperature range of 1160–1350°C. At the third stage *Cpx*–C phenocrysts overgrow by low-magnesian rims (Mg# 70–72) similar in composition to clinopyroxenes in the groundmass of chilled picrodolerite and gabbro-dolerite in the central parts of the sill. This probably was a final stage of picrodoleritic magma evolution that occurs in the upper crustal levels at depth of about 5 km. All stages of picrodoleritic magma crystallization were accompanied by simultaneous contamination. Primary melts contaminated by upper mantel and/or lower crustal material recognized by microxenoliths in *Ol*–1–C. Second contamination stage indicated by clinopyroxene phenocrysts with negative values of $\varepsilon_{Nd}(2.40) = -1.1$. The third stage of contamination that possibly occur in the upper crust when ascensive melts were intruded in gentle fractures. This stage provides variations both in the whole rock neodymium isotopic composition in vertical section and various sill (Erofeeva et al., 2019) and between clinopyroxene phenocrysts and doleritic groundmass. It was recognized that residual evolved melts were enriched in radiogenic strontium but have neodymium isotopic composition similar to other samples. We explained this by the addition of fluid that could be formed via biotite decomposition in surrounding gneisses due to heating by high-temperature melts.

Keywords: Fennoscandia, Kola-Norwegian terrane, picrodolerite, paleoproterozoic, phenocrysts, olivine

ПЕТРОЛОГИЯ, 2020, том 28, № 4, с. 393–412

УДК 548.4

СИЛИКАТНАЯ ЖИДКОСТНАЯ НЕСМЕСИМОСТЬ КАК РЕЗУЛЬТАТ ФЕННЕРОВСКОГО ТИПА ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ТОЛЕИТОВЫХ МАГМ ВУЛКАНА ВАН-ТЯНЬ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КИТАЙ)

© 2020 г. О. А. Андреева[a], *, И. А. Андреева[a], В. В. Ярмолюк[a], Ji Jianqing[b], Zhou Xin[b], С. Е. Борисовский[a]

[a] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

[b] *School of Earth and Space Sciences, Peking University, Peking, China*

**e-mail: oandreeva@igem.ru*

Поступила в редакцию 31.10.2019 г.
После доработки 22.12.2019 г.
Принята к публикации 29.12.2019 г.

Результаты изучения включений минералообразующих сред легли в основу реконструкции эволюции толеитовых расплавов, участвовавших в формировании пород щитовой постройки вулкана Ван-Тянь (Северо-Восточный Китай). Оценены физико-химические условия кристаллизации этих расплавов. Установлены первичные расплавные включения в плагиоклазе базальтов. Они содержат “сухое” железистое стекло или раскристаллизованный тонкозернистый минеральный агрегат, полевошпатовую кайму, а также глобулы различного состава – водосодержащие железистые глобулы, водосодержащие кислые глобулы и “сухие” глобулы кислого стекла. В основной массе толеитовых базальтов выявлены “сухие” кислые и железистые глобулы, а также гидратированное железистое стекло с содержанием H_2O до 10–15 мас. %. Для расчета пути фракционной кристаллизации толеитовых расплавов вулкана Ван-Тянь проведено численное моделирование в программе КОМАГМАТ-5.2.2 с использованием составов стекол гомогенизированных расплавных включений в плагиоклазе базальтов. Показано, что расчетные температуры начала кристаллизации плагиоклаза согласуются с температурами, полученными в ходе термометрических экспериментов с включениями в плагиоклазе этих пород, и соответствуют 1180–1200°C. На основании проведенных исследований выделено несколько этапов дифференциации вещества при формировании пород вулкана. К первому этапу относится фракционирование расплава по феннеровскому типу, которое обусловлено появлением на ликвидусе плагиоклаза в начале кристаллизации магм. Расслоение ферробазальтого расплава на кислую и железистую силикатные несмешивающиеся жидкости (как “сухие”, так и гидратированные) отвечает второму этапу дифференциации толеитовых расплавов. О процессе силикатной жидкостной несмесимости свидетельствует присутствие в интерстициальном пространстве изученных базальтов, а также в расплавных включениях в плагиоклазе этих пород контрастных по составу силикатных стекол.

Ключевые слова: внутриплитный магматизм, расплавные включения, эволюция толеитовых магм, феннеровский тип кристаллизационной дифференциации, силикатная несмесимость

DOI: 10.31857/S0869590320040020

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос о расслоении ферробазальтовых расплавов на две контрастные силикатные жидкости – кислую и железистую – на протяжении многих десятков лет остается одним из самых дискуссионных в петрологии. В первую очередь, это связано с тем, что проявление силикатной несмесимости может приводить к образованию “разрыва Дэли” в бимодальных магматических ассоциациях. Локальное формирование контрастных по составу силикатных стекол, связанное с ликвационными процессами в системе кварц–фаялит–лейцит, было установлено для Сибирской трапповой провинции (Рябов, 1989; Kamenetsky, 2013), вулкана Эль Лако в Чили (Velasco et al., 2016), интрузива Септ Иль в Канаде (Higgins, 2005; Charlier et al., 2011), крупной изверженной провинции Донгаргар в Индии (Sensarma, Palme, 2013) и др. Рядом исследователей ликвационный механизм дифференциации магм в качестве интерпретации бимодального распределения составов был предложен для таких интрузивных тел, как Скаергард в Гренландии (Veksler et al., 2007; Holness et al., 2011). Однако вероятность существования силикатной не-

смесимости в больших объемах, приводящей к образованию бимодальных вулканических серий пород, представляется спорной. Поэтому высказываются и другие точки зрения на происхождение железистой и кислой жидкостей при эволюции расплавов в толеитовых системах. Так, высокое содержание оксида железа в ферробазальтах объясняется кристаллизацией расплава по феннеровскому пути его дифференциации (Уэйджер, Браун, 1970; McBirney, Nakamura, 1974; Brooks, Nielsen, 1978; McBirney, Naslund, 1990; Morse, 1981). Образование кислых пород в процессе эволюции толеитовых магм связывается, главным образом, с переходом от феннеровского к боуэновскому тренду кристаллизационной дифференциации (Kuno, 1965; Carmichael, 1964; Луканин, 1985; Sisson et al., 2005). Различие в направлении трендов кристаллизации расплавов обуславливается в основном окислительно-восстановительным режимом (Osborn, 1959), контролирующим выделение магнетита. Вследствие этого, внутрикамерная дифференциация в закрытых условиях существенно отличается от фракционирования толеитовых магм в открытой по кислороду системе (Presnall, 1966; Eggler, Osborn, 1982; Бабанский и др., 1983; Лапин и др., 1985; Кадик и др., 1986, 1990; Snyder et al., 1993; Toplis, Carroll, 1995). Поэтому конечными продуктами дифференциации толеитовых магм в открытой по кислороду системе служат щелочные риолиты (Carmichael, 1964; Ghiorso, Carmichael, 1987), а не ферроандезиты. Однако все перечисленные механизмы кристаллизационной дифференциации не исключают влияния силикатной несмесимости на образование “разрыва Дэли” при формировании комплексов магматических пород (Charlier et al., 2011).

Другой вопрос, вызывающий многочисленные дебаты, связан с геохимическим аспектом проявления силикатной несмесимости – распределением элементов между кислым и железистым расплавами. Существует представление, что в связи с устойчивой миграцией P_2O_5 в железистую жидкость концентрации этого компонента в ней могут достигать более 10 мас. %. Соответственно, была выдвинута гипотеза о магматическом генезисе магнетит-апатитовых руд и месторождений Кируна-типа (Philpotts, 1981, 1982; Kolker, 1982; Duchesne, 1999; Hou et al., 2018).

В статье представлены результаты изучения расплавных включений в плагиоклазе толеитовых базальтов вулкана Ван-Тянь Чанбайшаньского ареала (Северо-Восточный Китай). Среди них было выделено несколько типов включений, отличающихся по составу. Показано, что их образование может быть результатом жидкостной несмесимости, возникающей при феннеровском типе дифференциации магм.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВУЛКАНА ВАН-ТЯНЬ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Чанбайшаньский вулканический ареал (рис. 1), охватывающий территорию площадью свыше 15000 км^2 (Сахно, 2008; Liu et al., 2015), располагается в северной краевой части архейско-протерозойского Сино-Корейского кратона в зоне пересечения рифтовой системы Таньлу северо-восточного простирания с Пэктусанской системой разломов северо-западного направления (Сахно, 2008; Андреева, 2014). В пределах ареала на территории Китая выделяются два крупнейших вулкана – Чанбайшань Тяньчи и Ван-Тянь. В отличие от глубоко дифференцированной серии щелочных пород вулкана Чанбайшань Тяньчи (Fan et al., 1998, 2007; Сахно, 2008; Андреева и др., 2014, 2016, 2018), лавы вулкана Ван-Тянь по составу слабо варьируют от базальтов до андезибазальтов и относятся преимущественно к толеитовой серии, и реже – к щелочной. Мощная щитовая платформа и отчасти конус вулкана сложены толеитовыми базальтами. Щелочные базальтоиды встречаются значительно реже, главным образом, в строении вулканического конуса, где слагают отдельные потоки. Кислые породы участвуют в строении вулкана и представлены трахитами некков и щелочными риолитами экструзивного купола.

Согласно результатам K-Ar датирования (Fan et al., 1999), формирование вулкана охватывает достаточно короткий геологический промежуток времени. Были установлены три этапа активности вулкана Ван-Тянь: 1) излияния базальтовых лав щитовой постройки Чанбай, завершившиеся 2.87 млн лет назад; 2) этап становления конуса Ван-Тянь, отвечающий извержениям, главным образом, базальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов и трахиандезитов (2.69–2.41 млн лет); 3) этап, ознаменовавшийся формированием экструзивного купола Хонгтоушань щелочно-риолитового состава (2.12 млн лет).

Во время полевых работ в Северо-Восточном Китае нами были опробованы разрезы северного, южного и восточного склонов конуса вулкана Ван-Тянь, а также его щитовая постройка. На классификационной диаграмме SiO_2–(Na_2O + K_2O) (рис. 2) породы вулкана Ван-Тянь отвечают по составу базальтам, трахибазальтам, трахиандезитам и трахитам. Доминирующая группа пород вулкана Ван-Тянь представлена базальтами, которыми сложены как щитовая платформа, так и основная часть

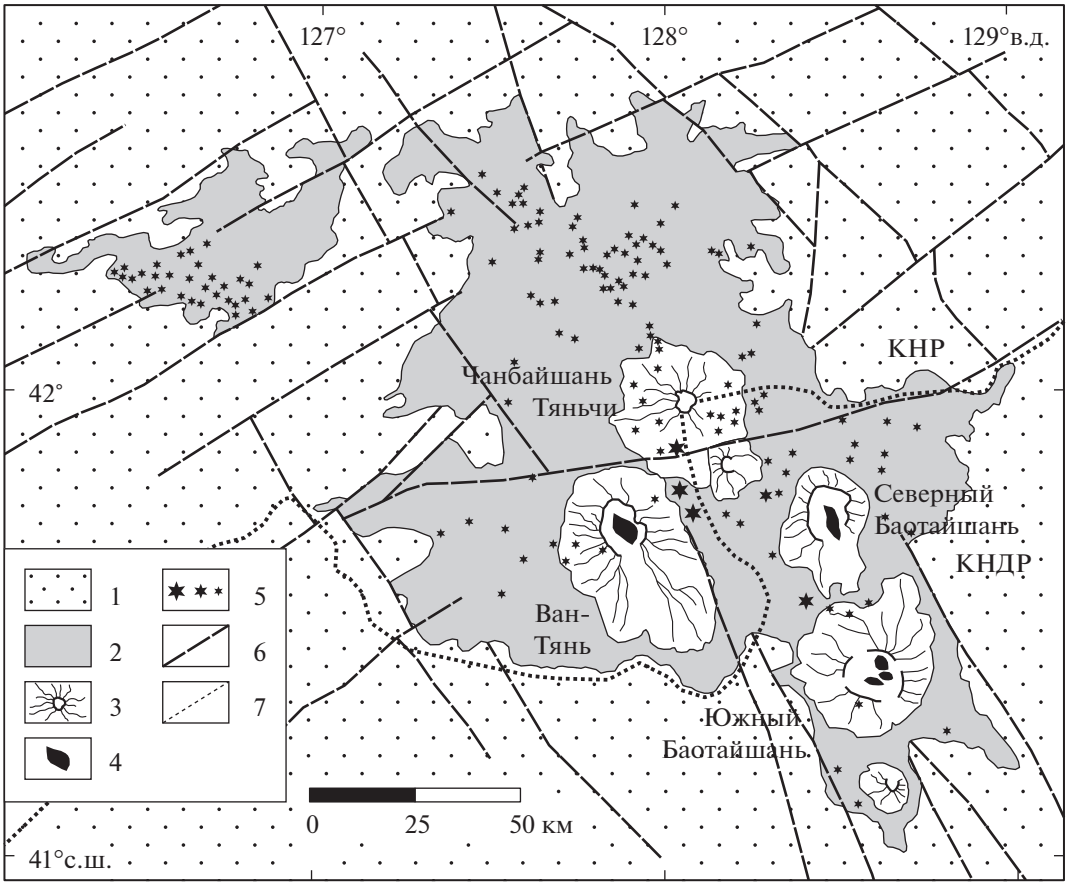

Рис. 1. Карта вулканического ареала Чанбайшань (Андреева и др., 2018).
1 – вмещающие породы; 2 – вулканический комплекс щитовой стадии (миоцен–ранний плейстоцен); 3 – стратовулканы кальдерной стадии плиоцен-голоценового возраста; 4 – экструзии в кальдерах; 5 – небольшие вулканические конусы, диатремы, купола; 6 – разломы; 7 – государственная граница.

конуса вулкана. Базальты представляют собой высокожелезистые (9.6–14.9 мас. % Fe_2O_3), высокотитанистые (2.4–3.3 мас. % TiO_2), низкомагнезиальные (2.7–4.3 мас. % MgO) породы с высокой концентрацией P_2O_5, достигающей 0.7 мас. %, при содержании SiO_2 от 48.7 до 49.2 мас. %. Содержание суммы щелочей в них варьируют от 4.3 до 5.2 мас. % (табл. 1).

Трахибазальты, проявленные в потоках на северном склоне конуса вулкана Ван-Тянь, содержат 7.1–7.9 мас. % ($Na_2O + K_2O$) с преобладанием Na_2O над K_2O, 2.3–2.6 мас. % TiO_2, до 9.8 мас. % Fe_2O_3, 17.4–18.9 мас. % Al_2O_3 и характеризуются высокой концентрацией P_2O_5 (0.6–0.8 мас. %) при содержании SiO_2, равном 50.0–51.5 мас. % (табл. 1).

Трахиандезиты содержат до 8.3 мас. % щелочей, при этом Na_2O резко преобладает над K_2O. Содержание Fe_2O_3 в них варьирует от 5.7 до

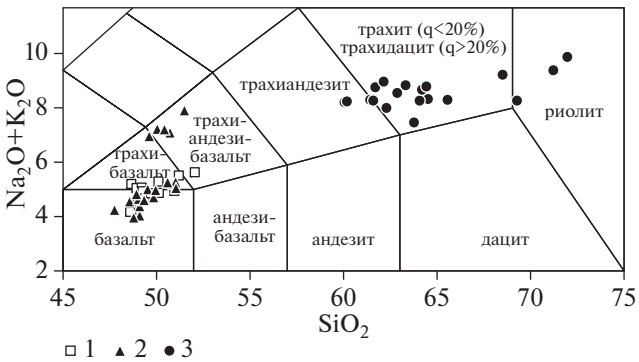

Рис. 2. Химический состав пород (мас. %) вулкана Ван-Тянь на классификационной диаграмме (Le Bas et al., 1986).
1 – щитовая постройка периода Чанбай, 2 – конус вулкана – период Ван-Тянь, 3 – нэкки и купол периода Хонгтоушань.

Таблица 1. Представительные химические составы (мас. %) пород вулкана Ван-Тянь

Компоненты	Щитовая постройка				Конус					Нэкки и купол		
	В-15	В-19	В-101	ВТЕ-8	В-104	В-106	В-12	В-14	ВТЕ-15	ВТЕ-2	В-13	В-108
SiO_2	48.66	48.66	49.70	59.81	49.11	48.82	50.72	51.49	60.15	62.84	64.49	68.47
TiO_2	3.30	2.44	3.49	0.74	3.24	3.75	2.58	2.29	1.27	1.05	0.90	0.41
Al_2O_3	15.80	18.51	13.88	16.69	14.53	13.20	18.93	18.66	14.50	14.24	14.06	13.88
Fe_2O_3	13.14	9.62	14.87	5.71	13.68	15.21	9.75	9.77	8.30	8.35	6.77	5.44
MnO	0.17	0.13	0.17	0.10	0.158	0.18	0.16	0.16	0.17	0.17	0.12	0.10
MgO	2.74	2.98	4.07	1.74	4.58	4.44	2.54	2.09	0.87	0.68	0.58	0.07
CaO	8.17	9.62	7.86	2.54	8.47	7.86	6.38	5.99	3.44	2.41	2.40	1.24
Na_2O	3.68	3.17	3.34	5.61	2.88	3.48	4.55	4.95	4.60	4.80	4.48	4.53
K_2O	1.54	1.09	1.53	2.01	1.17	1.27	2.56	2.98	3.66	3.77	3.86	4.71
P_2O_5	0.71	0.36	0.57	0.29	0.50	0.61	0.64	0.77	0.48	0.34	0.22	0.06
П.п.п.	1.26	2.66	0.23	4.49	1.42	0.89	0.00	0.00	2.11	1.01	1.27	0.69
$Na_2O + K_2O$	5.22	4.26	4.87	7.62	4.05	4.75	7.11	7.93	8.26	8.57	8.34	9.24
Сумма	99.17	99.24	99.71	99.73	99.74	99.71	98.81	99.15	99.56	99.66	99.15	99.60

Примечание. Образцы: В-15–В-101 и В-104–В-106 – субщелочные базальты, В-12 и В-14 – трахиандезибазальты, ВТЕ-8 и ВТЕ-15 – трахиандезиты, ВТЕ-2–В-108 – трахиты. П.п.п. – потери при прокаливании.

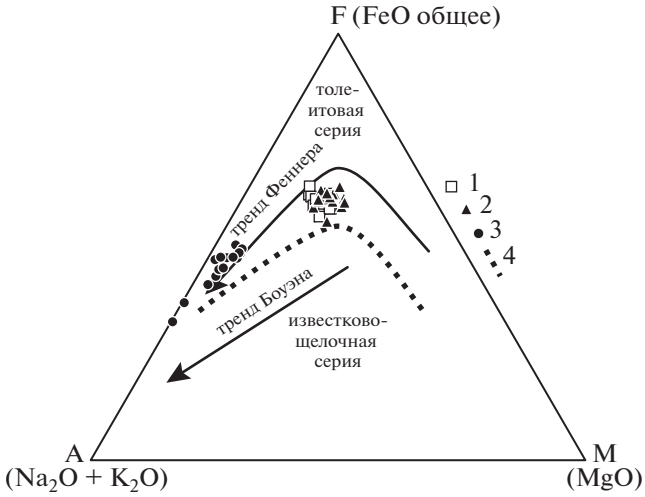

Рис. 3. Химический состав пород вулкана Ван-Тянь на классификационной диаграмме AFM.
1 – щитовая постройка периода Чанбай, 2 – конус вулкана – период Ван-Тянь, 3 – нэкки и купол периода Хонгтоушань. Линия, разделяющая толеитовую и известково-щелочную серии, по (Irvine, Baragar, 1971). Стрелками отмечены боуэновский и феннеровский тренды кристаллизационной дифференциации.

8.8 мас. % при содержаниях (мас. %): TiO_2 – 0.7–1.3, Al_2O_3 – 14.5–16.7 и SiO_2 – 60 (в среднем) (табл. 1).

Трахиты имеют широкое поле составов (рис. 2). Содержание ($Na_2O + K_2O$) в них варьирует в интервале 7.5–8.9 мас. % с преобладанием Na_2O над K_2O при содержании SiO_2 в диапазоне 61.5–68.5 мас. %. Для трахитов также характерно высокое содержание Fe_2O_3, которое уменьшается при увеличении кремнекислоты от 9.2 до 5.4 мас. %, в том же ряду изменяются содержания TiO_2 от 1.3 до 0.4 мас. % и P_2O_5 от 0.5 до 0.06 мас. % (табл. 1).

На AFM-диаграмме (рис. 3) видно, что преобладающее поле составов базальтов располагается выше линии Ирвина–Барагара и относится к толеитовой серии. На этой диаграмме показаны также направления трендов магматической эволюции по феннеровскому и боуэновскому типу. Феннеровский путь эволюции расплавов характеризуется сначала их обогащением FeO, а затем снижением содержания железа и увеличением концентрации щелочей в кислых вулканитах. Как видно на рис. 3, составы базальтов вулкана Ван-Тянь тяготеют к феннеровскому тренду эволюции магм. На продолжении этого тренда находятся составы кислых щелочных пород.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

В настоящей статье приведены результаты исследования толеитовых базальтов, отобранных из разреза щитовой платформы вулкана Ван-Тянь. Образцы В-15 и В-19 взяты соответственно из нижнего и верхнего потоков в юго-восточной части щитового основания вулкана, а обр. В-101 отобран из нижнего потока в южной части лавового щита. В целом базальты обладают схожими чертами как с точки зрения петрографической характеристики, так и в отношении химического состава (табл. 1). Они представляют собой массивные порфировые породы темно-серого цвета с мегакристами плагиоклаза ($An_{74.3–77.4}Ab_{22.4–25.5}Or_{0.1–0.2}$) размером до двух сантиметров. Нередко в плагиоклазе базальтов наблюдаются сульфидные глобулы размером 20 мкм в среднем. Глобулы зональны, и их состав варьирует от центральных зон, представленных пирротином с 2.1 мас. % Ni и 0.1 мас. % Cu, до кубанита во внешних зонах с содержанием железа – 34 мас. %, меди – 22.5 мас. % и примесью никеля до 1 мас. %. В образце из верхнего потока щитовой "платформы" (обр. В-19) обнаружены единичные резорбированные зерна оливина (*Fo* = 74). Ядра оливина полностью растворены и заполнены основной массой, сохранились только их краевые реакционно измененные зоны. Судя по этим показателям, можно полагать, что оливин является неравновесным минералом, ксеногенным для изученных базальтов. Вследствие этого можно считать, что плагиоклаз является первой ликвидусной фазой в этих породах.

В числе минералов основной массы установлены оливин (*Fo* = 43.2–56.4), клинопироксен, отвечающий по составу титанавгиту (Mg# = 0.64–0.70), ильменит, титаномагнетит и фторапатит. Содержание F во фторапатите достигает 4.2 мас. %, а Ce_2O_3 – 0.3 мас. %. В базальтах юго-восточной части щитовой "платформы" вулкана (обр. В-15, В-19) в качестве минералов основной массы, а также в виде оцелли установлены карбонаты. Карбонаты основной массы имеют неправильную, реже – ромбическую, форму. Они зональны, содержания CaO в них варьирует от 2 до 28 мас. %, MgO – 7–23 мас. %, FeO – 18–23 мас. %. В этих карбонатах наблюдаются кристаллические включения плагиоклаза призматической формы размером до 100 мкм. Кроме того, карбонаты фиксируются в качестве кристаллических фаз размером 200 мкм в плагиоклазе. По всей вероятности, это свидетельствует о том, что карбонаты в изученных базальтах (обр. В-15, В-19) имеют магматическую природу.

В основной массе всех изученных толеитовых базальтов наблюдается желто-бурое аморфное, зачастую пористое вещество, иногда зональное с радиальными или неправильными трещинами наподобие трещин усыхания (рис. 4а, 4б). Выделения этого вещества занимают интерстициальное положение и обрамляются микролитами основной массы. Иногда такие выделения имеют глобулярную форму, напоминающую "лопнувший пузырь" (рис. 4а). По своим структурно-текстурным особенностям это вещество напоминает палагонит. Однако под термином "палагонит" подразумевается весь спектр аморфных и слабопреломляющих образований переменного состава, охватывающий все разновидности водосодержащих стекол и минералов, генезис которых может быть разнообразным – как первичномагматическим, так и связанным с вторичными изменениями стекол или минералов (Сазонова, 1938; Куплетский, 1940; Рябов, 1989). Содержания SiO_2 в палагонитообразном веществе основной массы изученных пород варьируют, как правило, от 48 до 55 мас. %, FeO – 18–25 мас. %, MgO – 8–15 мас. %, Al_2O_3 – 0.7–1.6 мас. %, CaO – 0.9–1.7 мас. %, сумма щелочей не превышает 0.4 мас. % (табл. 2). Судя по дефициту суммы, содержание воды в этой фазе может достигать 10–15 мас. %. В связи с этим желто-бурое палагонитообразное губчатое вещество основной массы толеитов мы будем называть водосодержащим стеклом.

Наряду с водосодержащим стеклом в основной массе базальта обр. В-19 фиксируются "сухие" стекла, характеризующиеся двумя контрастными и весьма необычными составами – железистым и кислым. Стекла железистого состава образуют глобулы, которые заключены в стеклах кислого состава (табл. 2, рис. 4б–4г). Содержание SiO_2 в кислом стекле варьирует от 70 до 77 мас. %, сумма щелочей – до 9.4 мас. % с преобладанием K_2O (до 7.5 мас. %) над Na_2O (до 2.6 мас. %). Отношение Na/K варьирует в диапазоне 0.2–0.3. Концентрации Al_2O_3 в кислом стекле составляют 10.5–14 мас. %, CaO – 0.2–2.2 мас. %, FeO – 0.6–2.2 мас. % и TiO_2 – 0.9–1.5 мас. % (табл. 2). Железистые глобулы зачастую тонко раскристаллизованы, их состав характеризуется крайне низким содержанием SiO_2 – 30–40 мас. % при высоких концентрациях FeO – до 39 мас. %, TiO_2 – 12.5–18.7 мас. %, P_2O_5 до 7.4 мас. % и SO_3 до 0.8–2.0 мас. % (табл. 2).

Таблица 2. Химический состав (мас. %) представительных стекол в основной массе толеитовых базальтов вулкана Ван-Тянь

Компоненты	“Сухое” железистое стекло				“Сухое” кислое стекло				Водосодержащее железистое стекло			
	В-19-1	В-19-2	В-19-3	В-19-4	В-19-5	В-19-6	В-19-7	В-19-8	В-101-2	В-101-3	В-19-9	В-19-10
SiO_2	27.85	32.29	25.00	30.12	71.81	75.44	73.57	77.11	46.24	53.76	48.42	52.41
TiO_2	14.13	6.31	18.66	12.50	0.59	1.61	2.70	1.09	0.01	0.02	0.13	0.04
Al_2O_3	1.79	1.94	1.03	1.02	13.68	10.39	10.32	10.65	3.48	0.85	1.42	0.90
FeO	36.96	30.71	33.24	39.34	2.24	1.30	3.29	0.65	25.02	18.27	26.10	18.71
MnO	0.51	0.68	0.63	0.59	0.15	0.03	0.07	0.06	0.29	0.09	0.11	0.09
MgO	0.50	2.16	2.04	1.86	0.22	0.02	0.12	0.02	8.49	15.07	8.03	15.15
CaO	9.03	12.26	10.39	8.15	2.16	0.54	1.30	0.29	1.43	0.95	1.70	0.91
Na_2O	0.26	1.04	0.31	0.30	2.20	1.48	1.60	1.16	0.05	0.11	0.12	0.08
K_2O	0.65	1.06	0.34	0.17	5.99	5.80	5.23	6.41	0.11	0.33	0.08	0.39
P_2O_5	7.38	8.03	7.16	4.21	0.11	0.30	0.53	0.08	0.02	0.00	0.00	0.00
SO_3	1.75	1.26	1.36	2.01	0.05	0.09	0.15	0.03	0.05	0.03	0.02	0.02
ZrO_2	0.37	0.15	0.44	0.48	0.03	0.11	0.09	0.16	0.09	0.00	0.01	0.01
Cl	0.27	0.27	0.21	0.12	0.05	0.11	0.12	0.13	0.00	0.02	0.03	0.00
F	–	–	–	–	0.07	0.03	0.04	0.00	–	–	–	–
Ce_2O_3	0.42	0.37	0.50	0.31	0.03	0.09	0.15	0.08	0.00	0.03	0.07	0.01
Сумма	102.30	98.99	101.75	101.49	99.36	97.30	99.23	97.88	85.40	89.58	86.36	88.79

Примечание. FeO – железо общее. Прочерк – содержание не определялось.

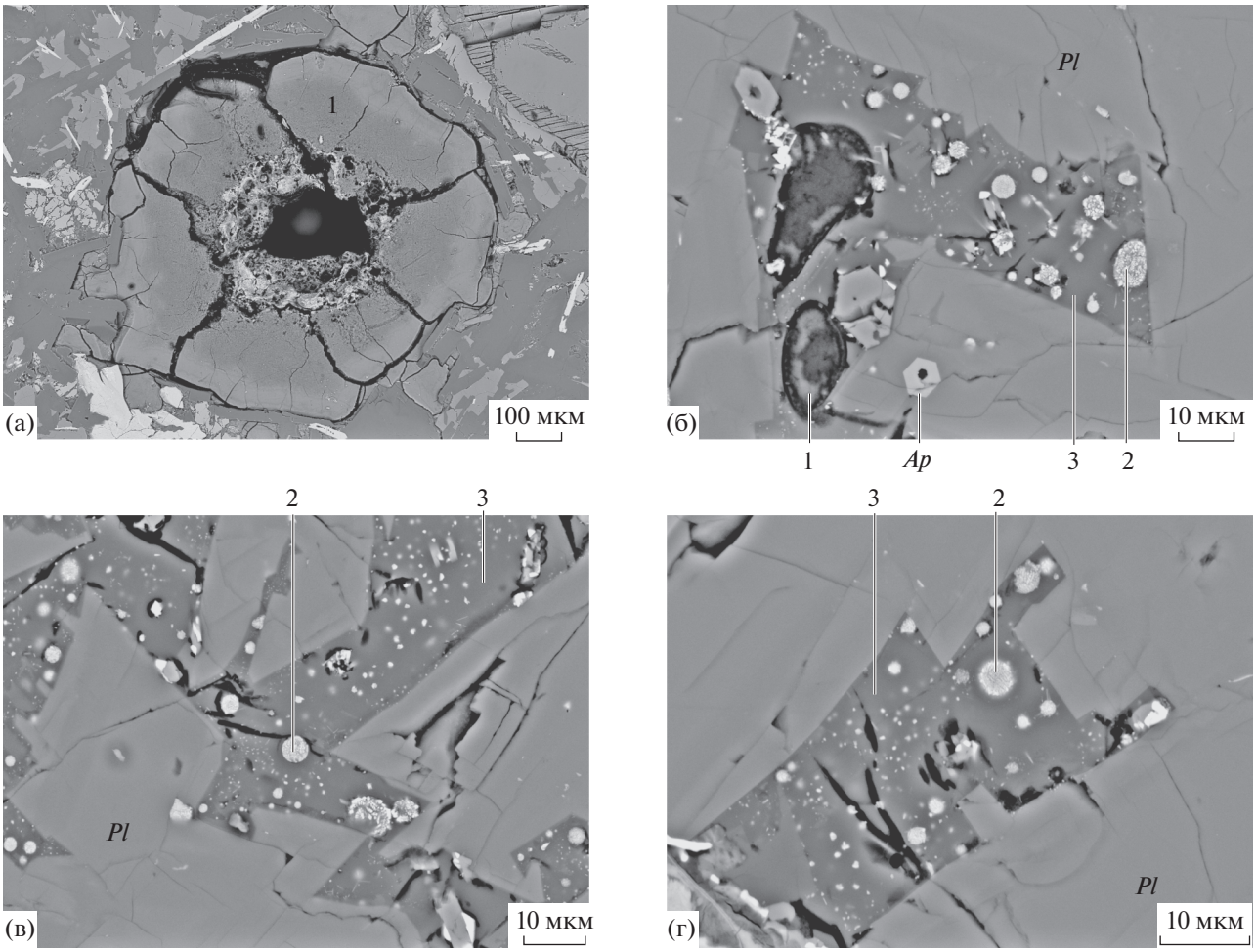

Рис. 4. Интерстициальные стекла основной массы толеитовых базальтов щитовой постройки вулкана Ван-Тянь (а, б, в, г), в отраженных электронах.
1 – водосодержащее стекло, 2 – “сухое” железистое стекло, 3 – “сухое” кислое стекло. *Ap* – апатит, *Pl* – плагиоклаз.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Породы вулкана. Содержания главных компонентов пород определяли методом рентгенофлюоресцентного анализа (РФА) в ИГЕМ РАН (г. Москва) на спектрометре последовательного действия PW-2400 производства компании Philips Analytical B.V. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % – для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %.

Редкие и редкоземельные элементы в породах определяли на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) серии XII ICP-MS ThermoScientific в ИГЕМ РАН. Погрешность анализа составляла 1–3 отн. %.

Включения в минералах первоначально изучались оптически в полированных пластинках толщиной 0.2–0.3 мм. Эксперименты с расплавными включениями проводились в муфельной печи, в которой для контроля температуры применялась термопара Pt-$PtRh_{10}$, калиброванная по точкам плавления $K_2Cr_2O_7$ ($T_{пл}$ = 398°C), NaCl ($T_{пл}$ = 800°C), Au ($T_{пл}$ = 1064°C). Учитывая погрешности калибровки термопары и градиент температур в рабочей зоне, общая погрешность измерения температуры оценивается в ±10°C. Для проведения термометрических экспериментов с визуальным контролем над расплавными включениями использовалась микротермокамера LinkamTS1500. Микротермокамера оснащена платиновым нагревателем, контроль температуры осуществляется с помощью программного обеспечения Linksys. Перед каждой серией экспериментов камера калибровалась по точкам плавления NaCl ($T_{пл}$ = 800°C) и Au ($T_{пл}$ = 1064°C).

Изучение состава стекол гомогенизированных расплавных включений, дочерних минеральных фаз во включениях, а также породообразующих

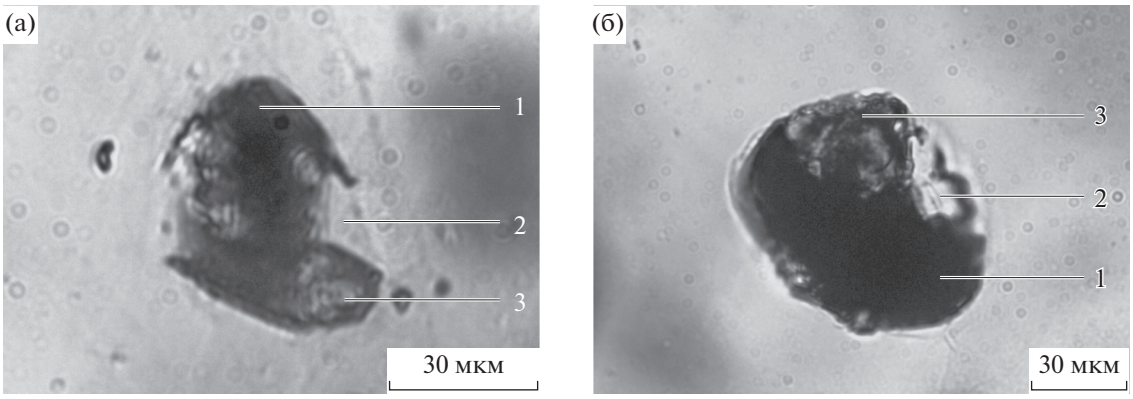

Рис. 5. Расплавные включения (а, б) в плагиоклазе толеитовых базальтов: исходные расплавные включения до нагревания, в проходящем свете без анализатора.
1 – тонкозернистый железистый агрегат, 2 – полевой шпат, 3 – водосодержащая глобула.

минералов и стекла основной массы пород проводилось в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL-JXA-8200, оснащенном 5-ю волновыми спектрометрами. Анализ минералов и стекол осуществлялся при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока зонда на цилиндре Фарадея 20 нА для минералов и 10 нА для стекол. Диаметр зонда для кристаллических фаз составлял 1 мкм, диаметр зонда для стекол зависел от размера стекла расплавного включения и выбирался в пределах от 2 до 10 мкм. Время экспозиции для всех элементов составляло 10 с. В качестве стандартов использовались минералы, близкие по составу к исследуемым фазам. Расчет поправок осуществлялся по методу ZAF с использованием программы фирмы JEOL.

Содержание H_2O в гомогенизированных расплавных включениях и глобулах водосодержащего стекла определялось методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) аналитиком С.Г. Симакиным на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники и информатики (ЯФ ФТИАН РАН, г. Ярославль) по методике, описанной А.В. Соболевым (Соболев, 1996).

Математическое моделирование. Для расчета пути фракционной кристаллизации толеитовых расплавов вулкана Ван-Тянь применялся программный комплекс КОМАГМАТ-5.2.2 (Ariskin et al., 2018), разработанный для толеитовых систем. Точность расчета температур кристаллизации составляет 10–15°С. Для минералов погрешность составляет от 1 до 5 мол. %. Состав расплава рассчитан с точностью до 0.5 мас. % (в зависимости от пропорций кристаллов и расплава).

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ПЛАГИОКЛАЗЕ БАЗАЛЬТОВ

Первичные расплавные включения установлены в плагиоклазе базальтов вулкана Ван-Тянь (обр. В-15, В-19, В-101). Они располагаются азонально, имеют округлую или эллипсоидную форму и размеры 30–120 мкм, но, как правило, их размеры варьируют от 50 до 100 мкм (рис. 5). Включения в плагиоклазе всех изученных базальтов частично или полностью раскристаллизованы и состоят, как правило, из “сухого” железистого стекла или тонкозернистого агрегата, сложенного клинопироксеном, титаномагнетитом, ильменитом, апатитом и сульфидами. Кроме того, они содержат широкие зональные полевошпатовые каймы. Состав кайм изменяется от внешней к внутренней стороне включений от плагиоклаза ($An_{46-56}Ab_{39-47}Or_{4-7}$) до анортоклаза ($An_{13-13.5}Ab_{43-50}Or_{36-43}$) (рис. 6, табл. 3). Железистое стекло и тонкозернистый минеральный агрегат были проанализированы на микрозонде с использованием расширенного пучка диаметром 10 мкм. Составы железистого стекла и тонкозернистого агрегата схожи и характеризуются высокими содержаниями (мас. %): FeO до 24, CaO до 10, MgO – 12, TiO_2 до 6, Al_2O_3 не более 2, (Na_2O + K_2O) – 1, P_2O_5 – 1, SO_3 – 0.3–0.4 при содержании SiO_2 от 40 до 43 мас. % (табл. 3). Судя по всему, тонкозернистый минеральный агрегат во включениях представляет собой раскристаллизованное железистое стекло. Следует отметить, что состав железистого стекла во включениях в целом приближается к составу железистого стекла основной массы, но отличается более низкими содержаниями FeO, TiO_2 и P_2O_5 (табл. 2, 3).

Большинство изученных включений помимо полевошпатовых кайм и “сухого” железистого стекла (или раскристаллизованного тонкозерни-

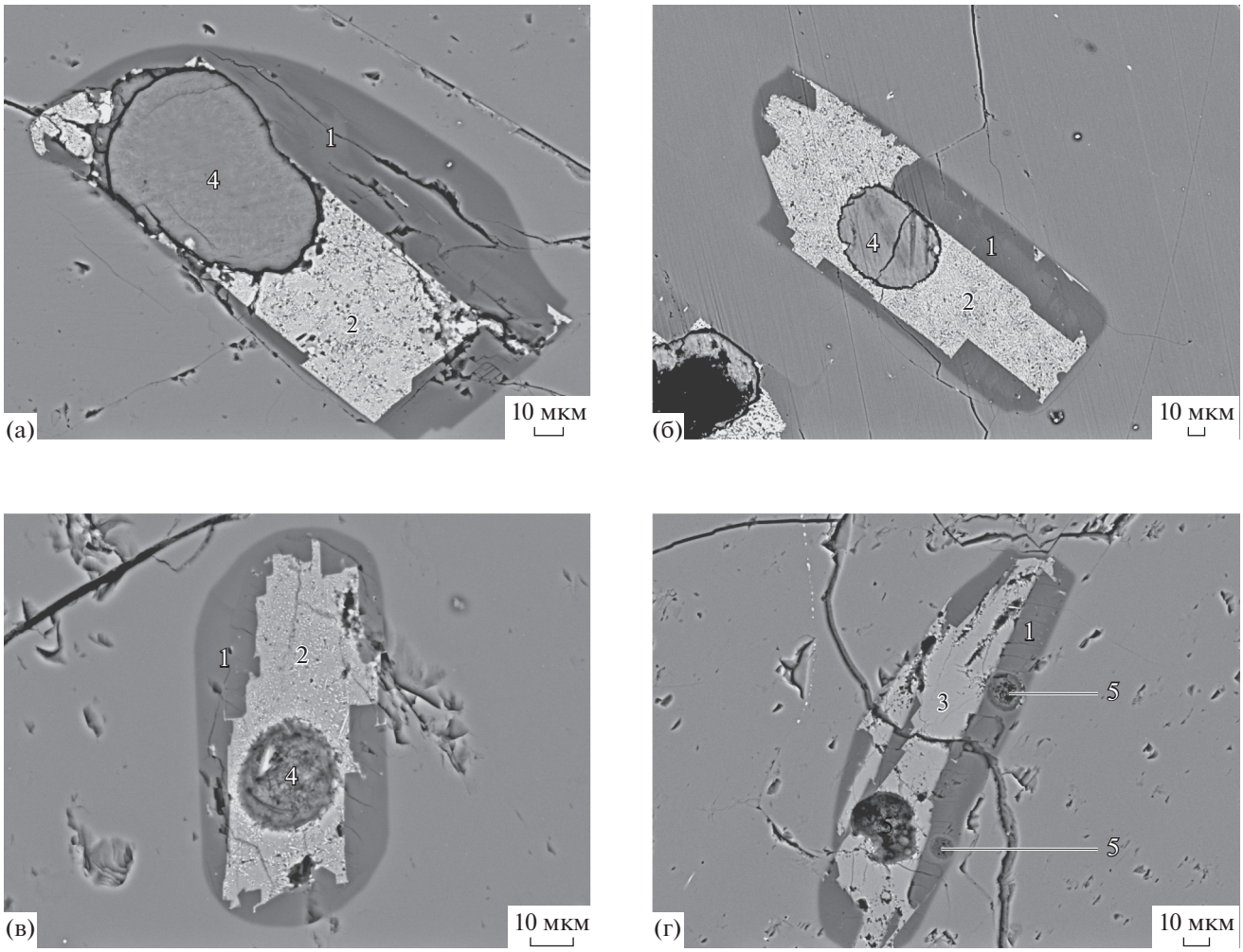

Рис. 6. Расплавные включения в плагиоклазе толеитовых базальтов при $T = 20°C$ (а, б, в, г), в отраженных электронах. 1 – полевошпатовая кайма, 2 – тонкозернистый железистый агрегат, 3 – "сухое" железистое стекло, 4 – водосодержащая железистая глобула, 5 – водосодержащая кислая глобула.

стого минерального агрегата) содержат глобулы различного состава: 1) водосодержащие железистые глобулы (рис. 6а–6в), 2) водосодержащие кислые глобулы (рис. 6г), 3) "сухие" глобулы кислого стекла (рис. 7).

Водосодержащие железистые глобулы встречаются во включениях в плагиоклазе всех изученных базальтов. Они содержат (мас. %): до 29 FeO, 6 MgO, 2–7 Al_2O_3, до 2 K_2O, 1 CaO при 45–51 мас. % SiO_2 с общей суммой компонентов 85–90 мас. % (табл. 3, рис. 6а–6в). С помощью ионнозондовых определений (SIMS) было установлено, что в составе таких глобул присутствует не менее 4 мас. % H_2O (табл. 3). По дефициту суммы можно предположить, что содержание воды в глобулах составляет 10–15 мас. %. По составу эти глобулы идентичны водосодержащему железистому стеклу основной массы.

Водосодержащие глобулы кислого состава – пористые и аморфные – встречаются редко и обнаружены во включениях в плагиоклазе базальтов нижнего потока юго-восточного сегмента щита Ван-Тянь (обр. В-15). В составе таких глобул (рис. 6г) установлено (в мас. %): до 9 Al_2O_3, 1.6 Na_2O, 3 K_2O, 0.8 FeO, 0.2 P_2O_5 при 74 SiO_2 (табл. 3). Отношение Na/K составляет 0.4–0.5. Общая сумма компонентов достигает 90 мас. %. На дефицит суммы в таких глобулах отчасти может влиять трещиноватая и пористая неровная поверхность, что искажает точность анализа. Однако в водосодержащих железистых глобулах со схожей морфологией установлена значительная концентрация воды (не менее 4 мас. %). Можно предположить, что такие глобулы кислого состава также содержат воду. Кроме того, эти глобулы

Таблица 3. Химический состав (мас. %) стекла и дочерних минералов расплавных включений в плагиоклазе базальтов, а также в плагиоклазе-хозяине

Компоненты	Плагиоклаз-хозяин					Расплавные включения					
						а				б	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	53.43	53.10	53.43	52.88	53.77	55.59	60.97	65.31	65.90	42.94	43.15
TiO_2	0.10	0.13	0.09	0.12	0.10	0.12	0.12	0.17	0.10	5.68	5.72
Al_2O_3	29.21	29.17	28.50	29.20	29.62	28.25	24.86	20.36	21.64	1.94	2.01
FeO	0.54	0.59	0.59	0.62	0.52	0.72	0.58	0.46	0.64	24.16	23.41
MnO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.33	0.33
MgO	0.13	0.10	0.14	0.11	0.13	0.18	0.11	0.04	0.02	10.88	11.75
CaO	12.17	12.52	12.09	12.85	12.64	10.91	6.56	1.43	2.48	10.20	10.34
Na_2O	4.34	4.21	4.39	4.09	4.31	4.94	6.88	4.88	6.23	0.68	0.72
K_2O	0.33	0.31	0.35	0.29	0.28	0.51	1.20	8.05	5.50	0.43	0.37
P_2O_5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.95	0.88
SO_3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.38	0.34
Cl	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.03	0.02
F	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	100.37	100.12	99.59	100.19	101.38	101.23	101.33	100.78	102.66	98.80	99.29

Компоненты	Расплавные включения										
	в		г						д		
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO_2	40.39	43.83	73.80	69.71	71.81	70.45	72.07	74.01	44.73	46.18	46.24
TiO_2	7.36	6.47	0.48	0.74	0.59	0.62	0.94	0.12	0.06	0.01	0.01
Al_2O_3	2.74	2.91	14.19	13.54	13.68	14.06	13.57	9.17	3.23	3.53	3.48
FeO	26.10	23.35	1.26	1.68	2.24	1.81	1.66	0.83	21.16	24.25	25.02
MnO	0.43	0.35	0.09	0.02	0.15	0.01	0.04	0.00	0.35	0.28	0.29
MgO	10.12	10.07	0.07	0.17	0.22	0.04	0.18	0.20	7.69	8.27	8.49
CaO	9.70	10.01	0.99	1.40	2.16	0.88	1.13	1.51	1.85	1.43	1.43
Na_2O	0.62	0.85	1.03	2.56	2.20	2.02	2.18	1.58	0.11	0.05	0.05
K_2O	0.42	0.71	4.69	5.83	5.99	6.07	5.90	3.09	0.48	0.12	0.11
P_2O_5	1.03	1.14	0.05	0.13	0.11	0.22	0.21	0.23	0.00	0.02	0.02
SO_3	0.00	0.00	0.30	0.27	0.05	0.06	0.00	0.03	0.00	0.00	0.09
Cl	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05	0.06	0.07	0.01	0.57	0.01	0.00
F	–	–	0.02	0.06	0.07	0.07	0.44	0.00	–	–	–
Сумма	99.66	100.30	97.20	96.37	99.36	96.39	98.19	90.84	84.17*	84.30	85.40

Примечание. FeO – железо общее. а – зональная кайма расплавного включения от внешней зоны к внутренней: 6 – внешняя зона, 9 – внутренняя зона; б – железистое силикатное стекло (10, 11); в – тонкозернистый железистый агрегат (12, 13); г – глобулы кислого стекла (14–19); д – глобулы железистого водосодержащего стекла (20–22). Прочерк – содержание не определялось. *Сумма приведена с учетом содержания H_2O = 3.97 мас. %.

отмечаются во включениях как в железистом стекле, так и в полевошпатовых каймах.

“Сухие” кислые глобулы зафиксированы в расплавных включениях в плагиоклазе базальтов (обр. В-19). Они содержат (мас. %): до 13.5 Al_2O_3, 6 K_2O, 2.2 Na_2O при отношении Na/K, равном 0.2–0.3, и содержании SiO_2 от 71.5 до 72 мас. % (табл. 3, рис. 7а, 7в). Сумма компонентов, как правило, составляет 95–99 мас. %. Также “сухие” кислые глобулы встречаются во включениях с ярковыраженной микровариолитовой структурой (рис. 7б, 7в). Кроме того, в “сухом” железистом стекле и в “сухих” кислых глобулах качественно определены водосодержащие железистые глобулы (рис. 7б). Иногда в таких включениях наблюдаются крупные фазы, представленные ильменитом, вероятно, ксеногенным.

Термометрические эксперименты с расплавными включениями в плагиоклазе толеитовых базальтов щитовой постройки вулкана Ван-Тянь показали, что первые признаки плавления в них наблюдаются при T = 1070–1080°C. Полная или частичная гомогенизация происходит при T = = 1180–1200°C (рис. 8). После эксперимента включения содержат стекло ± сульфидную глобулу ± газовый пузырек.

Стекло по составу отвечает базальту с максимальным содержанием ($Na_2O + K_2O$) = 5 мас. %. Оно является железистым (FeO 11.5–12.5 мас. %) и высокотитанистым (TiO_2 до 4 мас. %). Также оно характеризуется высокими концентрациями P_2O_5 (до 0.8 мас. %) и SO_3 (до 0.6 мас. %) (табл. 4). Содержание H_2O в нем низкое и варьирует от 0.1 до 0.8 мас. %.

Сульфидные глобулы, установленные в расплавных включениях после термометрических экспериментов, отвечают по составу FeS с высокими содержаниями примесей: Ni – от 3.9 до 7.2 мас. % и Cu – от 1.9 до 5.3 мас. %. Присутствие сульфидных глобул в стекле гретых расплавных включений, а также, как отмечалось выше, в плагиоклазе базальтов указывает на то, что в магматическом очаге вместе с силикатным расплавом существовали капли несмесимой с ним сульфидной жидкости, насыщенной Ni и Cu.

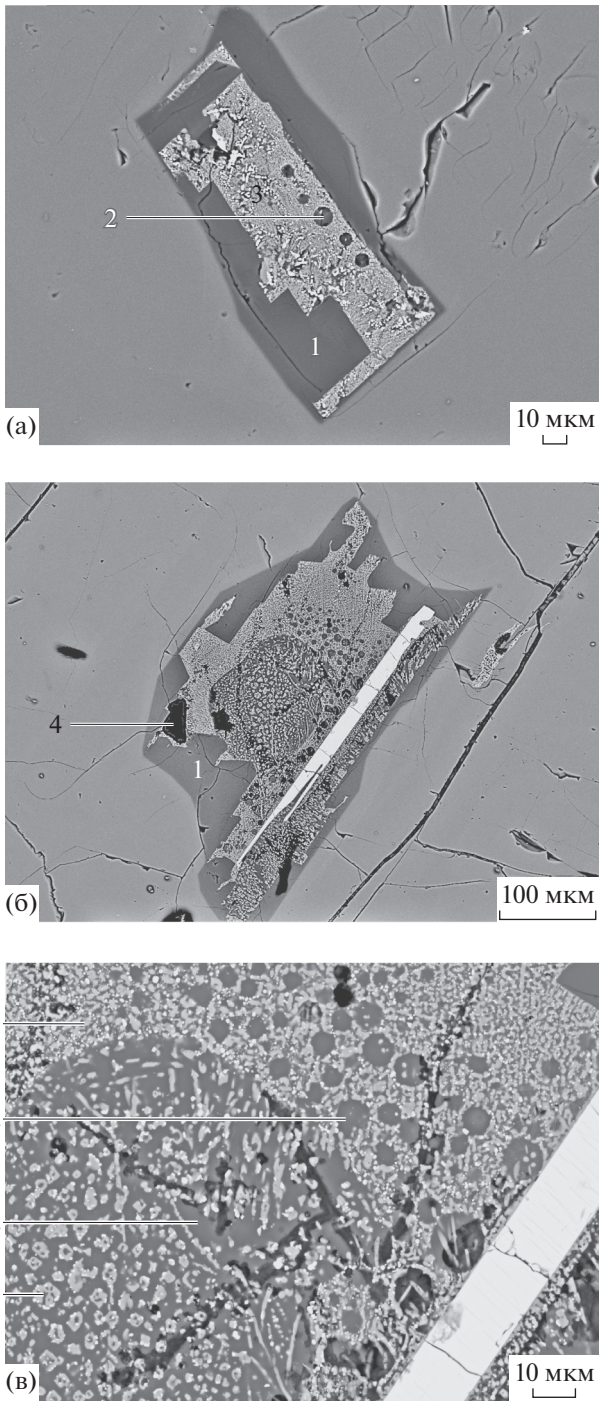

Рис. 7. Расплавные включения в плагиоклазе толеитовых базальтов при T = 20°C (а, б), в отраженных электронах. (в) – увеличенный фрагмент включения (б). 1 – полевошпатовая кайма, 2 – “сухая” кислая глобула, 3 – тонкозернистый железистый агрегат, 4 – водосодержащая железистая глобула, 5 – “сухое” железистое стекло.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФРАКЦИОННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ТОЛЕИТОВЫХ РАСПЛАВОВ ВУЛКАНА ВАН-ТЯНЬ

Для математического моделирования фракционной кристаллизации толеитовых расплавов вулкана Ван-Тянь нами была проведена оценка фугитивности кислорода по паре титаномагнетит–ильменит, установленных в качестве минералов основной массы в базальте обр. В-19. Расчеты фуги-

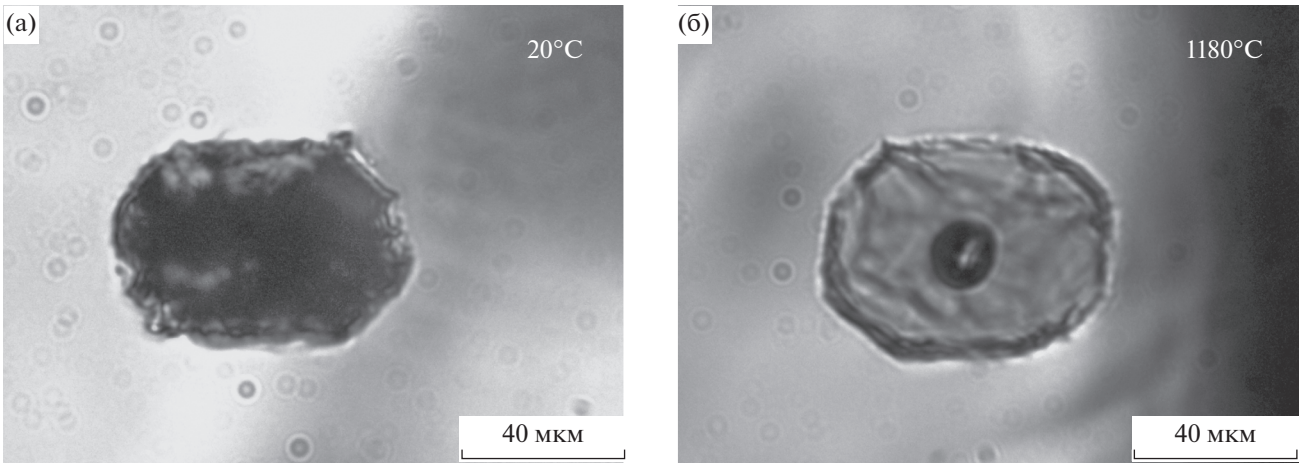

Рис. 8. Расплавные включения в плагиоклазе толеитовых базальтов, в проходящем свете без анализатора: (а) – при температуре 20°C, (б) – при температуре 1180°C.

тивности кислорода проводились с использованием модели (Ghiorso, Evans, 2008), основанной на зависимости fO_2 от термодинамических параметров ромбоэдрических твердых растворов в системе Fe_2O_3–$FeTiO_3$–$MgTiO_3$–$MnTiO_3$. Для расчетов был использован шпинель-ильменитовый окситермобарометр. Температура, полученная при расчете по окситермобарометру для пары титаномагнетит–ильменит составила 950°C, ΔfO_2 = = NNO – 0.86. Рассчитанный $\lg fO_2$ соответствует

Таблица 4. Химический состав (мас. %) стекол гомогенизированных расплавных включений в плагиоклазе толеитовых базальтов вулкана Ван-Тянь

Компоненты	B-19-1	B-19-2	B-19-3	B-19-4	B-101-1	B-101-2	B-101-3	B-101-4	B-15-1	B-15-2	B-15-3	B-15-4
T, °C гомог.	1190	1190	1190	1180	1185	1185	1185	1175	1195	1195	1200	1205
SiO_2	48.78	48.15	48.63	50.33	49.29	48.82	47.96	48.24	49.69	49.47	51.13	51.69
TiO_2	3.64	3.47	3.60	2.87	2.52	2.85	3.35	3.17	3.00	3.14	2.79	2.49
Al_2O_3	16.35	16.48	16.42	16.19	16.13	17.69	16.37	16.36	16.43	16.16	17.09	16.90
FeO	11.71	12.09	11.85	11.41	11.70	10.29	11.66	11.59	11.00	10.83	9.47	8.91
MnO	0.22	0.13	0.16	0.09	0.13	0.13	0.17	0.20	0.19	0.05	0.11	0.10
MgO	4.33	4.57	4.46	3.95	2.97	3.98	4.41	4.33	4.49	4.44	4.36	3.69
CaO	8.50	8.51	8.67	8.08	10.63	8.76	8.95	8.73	9.04	9.03	8.79	8.95
Na_2O	3.14	3.00	2.99	2.98	2.53	3.06	3.17	3.15	3.56	3.52	4.10	3.85
K_2O	1.32	1.28	1.29	1.59	0.90	1.06	0.96	0.88	1.12	1.10	1.44	1.36
P_2O_5	0.57	0.61	0.60	0.43	0.50	0.47	0.50	0.49	0.43	0.45	0.34	0.44
SO_3	0.62	1.65	0.52	0.51	0.04	0.00	0.19	0.23	0.31	0.33	0.28	0.24
Cl	0.03	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01
F	0.17	0.11	0.26	0.07	0.14	0.03	0.04	0.09	0.08	0.11	0.13	0.00
H_2O	–	–	–	–	–	–	–	–	0.44	0.82	–	–
Сумма	99.34	100.05	99.39	98.53	97.51	97.15	97.78	97.42	99.44	98.71	100.04	98.69

Примечание. FeO – железо общее. Прочерк – содержание не определялось.

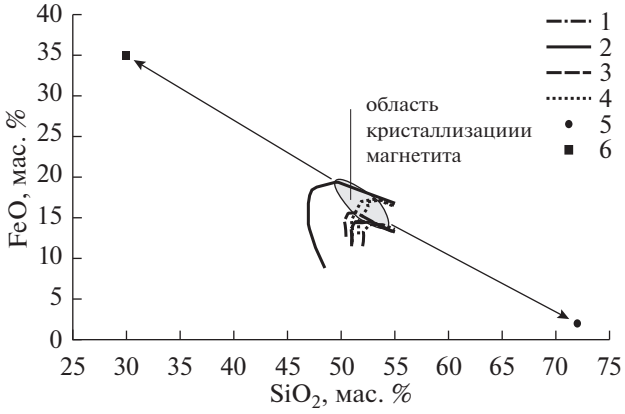

Рис. 9. Пути фракционирования толеитовых магм вулкана Ван-Тянь, рассчитанные по (Ariskin et al., 2018). 1–3 – тренды фракционирования базальтовых расплавов вулкана Ван-Тянь: 1 – обр. В-19, 2 – обр. В-15, 3 – обр. В-101; 4 – эволюция остаточных магм массива Скаергард; 5 – "сухое" кислое стекло в основной массе базальта вулкана Ван-Тянь; 6 – "сухое" железистое силикатное стекло в основной массе вулкана Ван-Тянь. Стрелками показано положение составов двух контрастных жидкостей, образовавшихся в процессе ликвации.

–11.79, что отвечает буферу QFM. В связи с этим для расчета пути фракционной кристаллизации в программе КОМАГМАТ-5.2.2 нами использовался буфер QFM.

При численном моделировании фракционной кристаллизации толеитовых расплавов вулкана Ван-Тянь мы использовали составы стекол гомогенизированных расплавных включений и пород для сравнения результатов расчетов.

Результаты численного моделирования в программе КОМАГМАТ-5.2.2 (Ariskin et al., 2018) с использованием составов стекол гомогенизированных расплавных включений в плагиоклазе базальтов показали, что расчетные температуры начала кристаллизации плагиоклаза согласуются с температурами, полученными в ходе термометрических экспериментов с включениями в плагиоклазе этих пород, и соответствуют 1180–1200°C. Состав плагиоклаза, рассчитанный по составу стекол расплавных включений для базальта обр. В-19, соответствует $An_{70.8–78.7}Ab_{20.2–28.2}Or_{1–1.2}$, что отвечает составу вкрапленников полевого шпата ($An_{74.3–77.4}Ab_{22.4–25.5}Or_{0.1–0.2}$) из этого же образца, изученных при помощи электронного микрозонда. Результаты расчетов по породам оказались искаженными в отношении температур кристаллизации плагиоклаза и его состава. Так, рассчитанная по составам пород температура начала кристаллизации плагиоклаза варьирует от 1135°C в базальте обр. В-101 до 1260°C в базальте обр. В-19. Таким образом, для численного моделирования пути фракционной кристаллизации толеитовых расплавов вулкана Ван-Тянь, мы использовали составы стекол гомогенизированных расплавных включений. Результаты численного моделирования приведены на рис. 9.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Феннеровский тренд эволюции толеитовых магм

В ходе проведенных исследований определен химический состав дочерних фаз негретых расплавных включений и стекол гомогенизированных включений в плагиоклазе толеитовых базальтов щитовой постройки вулкана Ван-Тянь. Во всех изученных породах среди породообразующих минералов установлены фенокристы плагиоклаза, железисто-магнезиальные минералы выявлены только в основной массе пород. Они представлены оливином (Fo = 43.2–56.4) и титанавгитом (Mg# = 0.64–0.70). Это дает основание полагать, что первым ликвидусным минералом является плагиоклаз ($An_{74.3–77.4}Ab_{22.4–25.5}Or_{0.1–0.2}$), кристаллизовавшийся из дифференцированного расплава при температурах 1180–1200°C. Результаты численного моделирования фракционной кристаллизации расплавов в программе КОМАГМАТ-5.2.2 подтверждают эти выводы. Как видно на рис. 9, все рассчитанные тренды фракционной кристаллизации толеитовых расплавов щитовой постройки вулкана Ван-Тянь отражают резкое накопление оксида железа на начальных стадиях кристаллизации расплава, а затем его плавное уменьшение.

Рассмотрим подробнее поведение FeO при изменении содержания SiO_2 от 50 до 55 мас. %, что соответствует расчетному диапазону степени фракционирования от 0.5 до 43–53 мас. % кристаллов в

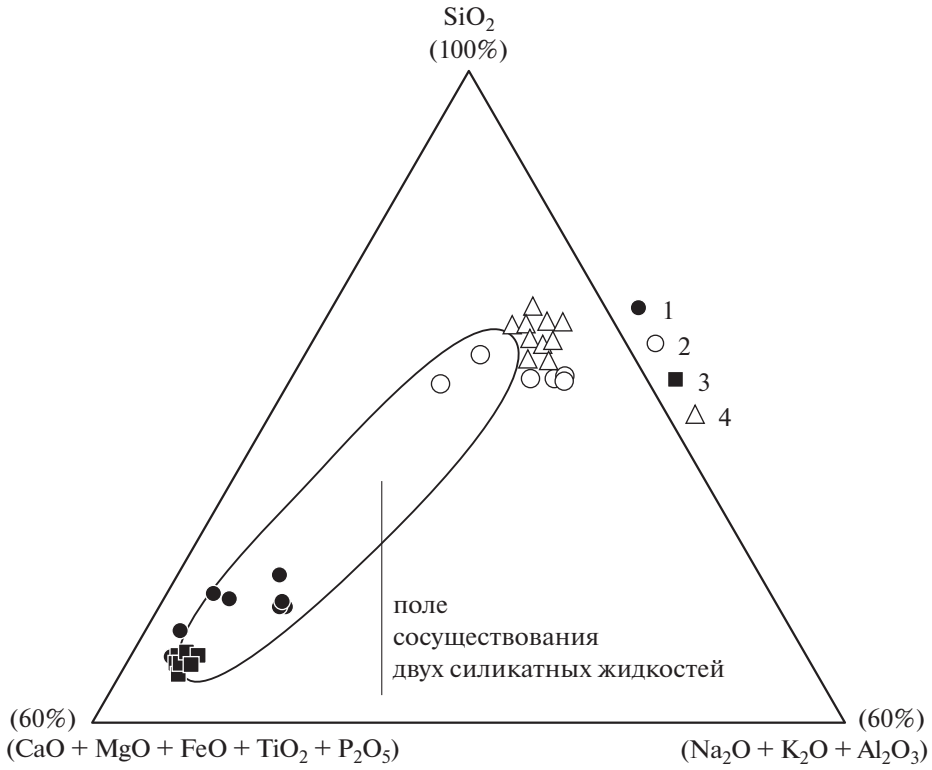

Рис. 10. Псевдотройная диаграмма (мас. %) Грейга (Roedder, 1951; Naslund, 1983).
1 – "сухое" железистое стекло расплавных включений, 2 – "сухие" кислые глобулы во включениях; 3 – "сухое" железистое стекло основной массы, 4 – "сухое" кислое стекло основной массы.

расплаве и температурному интервалу 1200–1080°C. Как видно на рис. 9, все расчетные тренды, соответствующие пути кристаллизации базальтов обр. B-15, B-19 и B-101, имеют субвертикальный уклон в начале кристаллизации базальтового расплава, который фиксирует существенное обогащение расплава железом при незначительных колебаниях концентрации SiO_2. Такое взаимное поведение FeO и SiO_2 отражает фракционирование плагиоклаза из расплава. При дальнейшем резком увеличении концентрации FeO, вплоть до максимума (до 17 мас. %), относительно плавно возрастает содержание SiO_2 до 53–55 мас. %, где фиксируется изгиб линии фракционирования, отражающий постепенное уменьшение концентрации железа при постоянном увеличении содержания кремнекислоты. Крутой изгиб тренда кристаллизационной дифференциации сопоставляется с началом фракционирования магнетита (рис. 9). Таким образом, в диапазоне 50–55 мас. % SiO_2 прослеживается феннеровский тренд фракционирования расплавов, в процессе которого при несущественных колебаниях в содержании SiO_2 расплавы значительно обогащаются железом (до 17 мас. %). Излом линии фракционирования характеризует переход от феннеровского к боуэновскому типу дифференциации расплавов, что обусловлено фракционированием магнетита. Таким образом, природа феннеровского типа дифференциации непосредственно связана с ролью кристаллизации плагиоклаза относительно железисто-магнезиальных силикатов, а переход к боуэновскому тренду – с фракционированием оксидов железа. При этом на путь магматической эволюции существенно влияет окислительно-восстановительный потенциал, поскольку в восстановительных условиях кристаллизация магнетита замедляется и, соответственно, расплав фракционирует по феннеровскому типу.

Как видно на рис. 9, феннеровский тип дифференциации магм вулкана Ван-Тянь сопоставим, в первую очередь, с трендом эволюции скаергардской магмы (Уэйджер, Браун, 1970; Hunter, Sparks, 1987). Как в случае с результатами моделирования фракционной кристаллизации скаергардской магмы (Уэйджер, Браун, 1970), так и толеитовых магм вулкана Ван-Тянь – максимальное содержание FeO в обоих случаях не превышает 15–18 мас. %. Кроме того, в интерстициальном пространстве изученных толеитовых базальтов вулкана Ван-

Тянь были установлены стекла с содержанием FeO до 29 мас. %, а в некоторых случаях вплоть до 39 мас. %, что характерно и для остаточных ферробазальтовых магм массива Скаергард (Naslund, 1984; Irvine et al., 1998; Veksler et al., 2007). Результаты численного моделирования и данные изучения стекол гомогенизированных расплавных включений в плагиоклазе толеитов вулкана Ван-Тянь показывают, что такое высокое содержание железа в расплаве невозможно получить в процессе кристаллизационной дифференциации базальтовых магм. При этом в изученных образцах базальтов наблюдаются глобулы железистого стекла с концентрацией FeO вплоть до 35–39 мас. % при содержании SiO_2 от 25 до 30 мас. % и сумме щелочей ($Na_2O + K_2O$), равной 0.5–2 мас. %, зафиксированные в кислом щелочном стекле с концентрацией SiO_2 до 75 мас. % и суммой ($Na_2O + K_2O$) до 9 мас. % при содержании FeO от 0.5 до 2 мас. %. Такие контрастные по составу расплавы могут образовываться в результате расслоения ферробазальтовых магм на две несмешивающиеся силикатные жидкости – кислую и железистую (рис. 9).

Силикатная жидкостная несмесимость

Признаки расслоения расплава на кислую и железистую силикатные составляющие фиксируются как в интерстициальном пространстве толеитовых базальтов вулкана Ван-Тянь, так и во включениях в плагиоклазе этих пород. Стекла с глобулярной структурой были выявлены в интерстициях толеитовых базальтов (обр. В-19). Состав стекол и обнаруженных в них глобул контрастен – в кислых стеклах фиксируются железистые глобулы (табл. 3) и, наоборот, кислые глобулы были установлены в железистом стекле расплавных включений. Характерно, что составы кислых стекол в интерстициальном пространстве пород и в расплавных включениях аналогичны друг другу. Для них типичны высокие концентрации K_2O до 7.5 мас. % и Na_2O до 2.6 мас. % и низкие содержания CaO – 0.2–2.2 мас. %, FeO – 0.6–2.2 мас. % и TiO_2 – 0.9–1.5 мас. % при концентрациях Al_2O_3 до 10.5–14 мас. % и SiO_2 – 70–77 мас. % (табл. 2, 3). При этом составы железистых глобул в кислом стекле из основной массы базальтов и железистого стекла в расплавных включениях заметно различаются (табл. 2, 3). Железистое стекло во включениях, иногда представленное тонкозернистым силикатным железистым агрегатом, содержит (мас. %): до 24 FeO, 12 MgO, до 6 TiO_2, 10 CaO и не более 2 Al_2O_3 и 1 ($Na_2O + K_2O$) при 40–43 мас. % SiO_2 (табл. 3). Оно отличается достаточно высокими содержаниями P_2O_5 до 1 мас. % и SO_3 – 0.3–0.4 мас. %. Железистые глобулы в кислом стекле основной массы характеризуется существенно более высокими содержаниями (мас. %): FeO до 39, TiO_2 – 12.5–18.7, P_2O_5 до 7.4, SO_3 – 0.8–2.0 при низком содержании SiO_2 – 25–35 мас. %. Содержания FeO, TiO_2 и P_2O_5 в железистом силикатном стекле основной массы достигают практически рудных значений.

В системе кварц–фаялит–лейцит существует как высокотемпературное поле силикатной несмесимости ($T > 1690°C$), так и низкотемпературная область устойчивости двух силикатных жидкостей (Roedder, 1951; Roedder, 1978) контрастного состава – силикатной железистой и кислой щелочной. Согласно экспериментальным исследованиям (Roedder, 1951, 1978; Visser, Koster van Groos, 1976), низкотемпературная область силикатной несмесимости ограничена узким интервалом: T = 1100–1150°C. Было показано (Dixon, Rutherford, 1979; Veksler et al., 2007; Veksler et al., 2008; Charlier, Grove, 2012; Hou, Veksler, 2015; Hou et al., 2018), что поле устойчивости двух контрастных по составу силикатных жидкостей может быть шире или у́же в зависимости от состава исходного ферробазальтового расплава, в частности содержания в нем летучих компонентов, таких как H_2O и P_2O_5, а также давления и летучести кислорода. Экспериментально (Charlier, Grove, 2012) доказано, что расслоение на кислую и железистую силикатные жидкости в толеитовых ферробазальтовых расплавах с низкой температурой ликвидуса – 1020–1040°C может происходить в близликвидусных (1000–1020°C) условиях. При этом кислый и железистый расплавы находятся в равновесии с габброидным минеральным парагенезисом (Charlier, Grove, 2012). В работе (Hou, Veksler, 2015) экспериментально продемонстрирована возможность расслоения железистых андезибазальтовых расплавов на две несмешивающиеся жидкости при температурах выше 1100°C, вплоть до сверхликвидусной несмесимости при T = 1200°C. Однако в природных образцах контрастные по составу стекла, как правило, занимают интерстициальное положение в существующем минеральном парагенезисе, что указывает на поздние стадии их образования при формировании породы.

В природных объектах явление силикатной несмесимости было установлено, в первую очередь, в мафических-ультрамафических расслоенных комплексах, таких как Скаергард, а также в базальтовых лавах Сибирских траппов и андезитовых потоках провинции Донгаргар в Индии,

вулкана Эль Лако в Чили, в частности по данным изучения расплавных включений в плагиоклазе и клинопироксене, а также в риолитах дзунбаинской свиты Нилгинской депрессии в Центральной Монголии (Roedder, Weiblen, 1970; Philpotts, 1978, 1982; Рябов, 1989; Charlier et al., 2011; Holness et al., 2011; Jakobsen et al., 2011; Sensarma, Palme, 2013; Перетяжко, Савина, 2014; Kamenetsky et al., 2013; Fischer et al., 2016; Velasco et al., 2016).

Как видно из рис. 10, точки составов кислых и железистых стекол, обнаруженных нами в интерстициях толеитовых базальтов (обр. В-19) вулкана Ван-Тянь и в качестве глобул кислого и железистого стекла в расплавных включениях в плагиоклазе этих пород, располагаются в поле силикатной несмесимости. При этом точки составов кислых и железистых стекол тяготеют к краям этого поля, что обусловлено контрастностью их составов.

Основываясь на данных изучения толеитовых базальтов щитовой постройки вулкана Ван-Тянь, а также результатах исследования расплавных включений в плагиоклазе этих пород, мы полагаем, что ликвация расплава на две силикатные несмешивающиеся жидкости осуществлялась после кристаллизации плагиоклаза, когда расплав был существенно обогащен FeO. В экспериментальных исследованиях также отмечается, что контрастные по составу силикатные стекла выявлены в интерстициальном пространстве между кристаллами плагиоклаза в продуктах опытов (Charlier, Grove 2012), что свидетельствует о проявлении силикатной несмесимости на поздних стадиях эволюции расплава.

Высокое содержание P_2O_5 в исходном толеитовом расплаве (до 0.6 мас. %) и в ликвировавшем железистом расплаве (до 7 мас. %) свидетельствует о том, что этот компонент оказывает существенное влияние на фазовое равновесие в системе, что в итоге приводит к силикатной несмесимости. Как было показано (Toplis, 1995; Charlie, Grove, 2012), фосфор способствует обогащению расплавов FeO в процессе кристаллизационной дифференциации, препятствуя кристаллизации магнетита, и тем самым потенциально влияя на увеличение доли плагиоклаза в расплаве. Кроме того, присутствие фосфора в системе понижает температуру ликвидуса и, соответственно, расширяет поле устойчивости двух несмешивающихся силикатных жидкостей – кислой и железистой.

Флюидно-магматические процессы при формировании толеитовых базальтов

Вопрос о формировании водосодержащих железистых (иногда кислых) глобул в “сухих” расплавных включениях на сегодняшний день остается нерешенным. Более того, это явление не воспроизводилось в эксперименте для базальтовых систем. Железистые водосодержащие глобулы по своему составу схожи с железистым водосодержащим стеклом основной массы изученных пород. Кислые водосодержащие глобулы встречаются редко и исключительно в расплавных включениях. В отличие от гидратированных железистых стекол, они не зафиксированы в основной массе пород. Это может быть обусловлено высокой мобильностью кислого, обогащенного H_2O расплава по сравнению с “сухим” кислым расплавом. Гидратированные железистые глобулы во включениях, как и водосодержащее железистое стекло основной массы, представлены пористым аморфным веществом. В гидратированных железистых глобулах выявлена высокая концентрация воды – не менее 4 мас. %, а судя по дефициту суммы – не менее 10–15 мас. %. Наблюдаются явные различия в составах водосодержащих железистых глобул и стекла основной массы от “сухого” железистого стекла во включениях. Помимо содержания воды эти различия фиксируются и по концетрациям CaO, TiO_2, P_2O_5 и SO_3. Содержание CaO в “сухом” железистом стекле расплавных включений варьирует в интервале 9–10 мас. %, тогда как в водосодержащем железистом стекле – не превышает 2 мас. %. Концентрация TiO_2 в “сухом” железистом стекле достигает 7 мас. %, тогда как в водосодержащем – не превышает 0.06 мас. %. Содержания P_2O_5 и SO_3 в “сухом” железистом стекле составляют 1 и 0.4–0.6 мас. % соответственно, тогда как в гидратированном железистом стекле фосфор и сера не обнаружены. Таким образом, при некотором сходстве составов “сухого” и водосодержащего железистых стекол выявлены и различия между ними.

Судя по составу гидратированных железистых глобул во включениях и водосодержащего железистого стекла основной массы пород (табл. 2, 3), их образование происходило в ходе единого процесса. Мы полагаем, что формирование водосодержащих расплавов протекало в ходе эволюции магм – одновременно или после расслоения ферробазальтового расплава на две контрастные по составу силикатные жидкости. Основанием для этого предположения служат два фактора. Во-первых, в составе гидратированных железистых стекол содержание FeO превышает 20 мас. %, что указывает на отделение водосодержащей фазы от

высокодифференцированного расплава в процессе или после ликвации на железистую и кислую силикатные жидкости. Во-вторых, как показали исследования гомогенизированных стекол расплавных включений, концентрация H_2O в исходном расплаве не превышает 0.8 мас. %. Следовательно, высокое, вплоть до 10–15 мас. %, ее содержание может быть достигнуто после кристаллизации всех безводных фаз, т.е. на заключительных стадиях эволюции расплава. При расслоении расплава могли образовываться железистые и кислые как "сухие", так и водосодержащие силикатные жидкости. При понижении давления растворимость H_2O в силикатном расплаве уменьшается, и существенно обогащенный водой расплав быстро достигает границы поля несмесимости "расплав + + флюид" (Mysen, 2014; Ballhaus et al., 2015). Согласно (Ballhaus et al., 2015), расплавы поднимаются к поверхности в виде эмульсий, состоящих из вязкого расплава и флюидной фазы. Контраст вязкости между отделяющимся флюидом и расплавом может быть небольшим, что при быстром остывании магм приводит к образованию сферических глобул флюидонасыщенного расплава в "сухом". В основной массе изученных базальтов такие глобулы представлены гидратированным стеклом и имеют форму "лопнувшего пузыря" (рис. 4а). Также водосодержащие глобулы фиксируются в "сухом" железистом стекле расплавных включений в плагиоклазе толеитовых базальтов (рис. 6а–6г).

Петрологическая модель эволюции толеитовых магм щитовой постройки вулкана Ван-Тянь

На основании проведенных исследований нами предложена петрологическая модель эволюции толеитовых магм щитовой постройки вулкана Ван-Тянь. Эта модель включает в себя несколько этапов дифференциации вещества при формировании пород. К первому этапу относится фракционирование расплава по феннеровскому типу, которое обусловлено появлением на ликвидусе плагиоклаза в начале кристаллизации магм. Вследствие этого, а также низкого значения летучести кислорода происходит интенсивное накопление в расплаве FeO (до 15–17 мас. %), а также летучих компонентов, среди которых особенно выделяется P_2O_5 (до 1 мас. %). Это провоцирует расслоение ферробазальтого расплава на две несмешивающиеся жидкости – кислую и железистую, что отвечает второму этапу эволюции магм вулкана Ван-Тянь. О протекании процесса силикатной жидкостной несмесимости свидетельствует присутствие в интерстициальном пространстве изученных базальтов, а также в расплавных включениях в плагиоклазе этих пород контрастных по составу силикатных стекол. Фиксируются как "сухие", так и гидратированные (с содержанием H_2O до 10–15 мас. %) кислые и железистые силикатные стекла.

После кристаллизации плагиоклаза и появления на ликвидусе титаномагнетита и клинопироксена остаточный расплав был в достаточной мере обогащен водой и мог разделяться на "сухие" кислые и железистые, а также гидратированные кислые и железистые силикатные несмешивающиеся жидкости.

Характерно, что весь набор фаз, образующихся в процессе эволюции толеитовых магм вулкана Ван-Тянь, – ферробазальтовых, "сухих" высокожелезистых и кислых щелочных стекол, водосодержащих железистых стекол, а также таких акцессорных минералов, как апатит и магнетит – фиксируется рядом авторов (Jiang, Chu, 2004; Chai et al., 2014; Hou et al., 2018) в апатит-магнетитовых месторождениях Кируна-типа. В связи с этим рассматриваемый нами сценарий эволюции толеитовых магм вулкана Ван-Тянь может воспроизводиться и при формировании месторождений Кируна-типа.

ВЫВОДЫ

1. В плагиоклазе толеитовых базальтов щитовой постройки вулкана Ван-Тянь установлены расплавные включения, содержащие "сухое" железистое стекло или раскристаллизованный тонкозернистый минеральный агрегат, полевошпатовую кайму и глобулы различного состава – водосодержащие железистые глобулы, водосодержащие кислые глобулы и "сухие" глобулы кислого стекла. Также в интерстициальном пространстве толеитовых базальтов установлены контрастные по составу стекла – "сухие" железистые и кислые.

2. Определен состав расплавов, участвовавших в формировании толеитовых базальтов вулкана, и оценены физико-химические условия их кристаллизации. Установлено, что эти расплавы кристаллизовались при температуре 1180–1200°C.

3. При помощи математического моделирования в программе КОМАГМАТ-5.2.2 с использованием составов стекол гомогенизированных расплавных включений в плагиоклазе базальтов был рассчитан путь фракционной кристаллизации толеитовых расплавов. Показано, что в диапазоне 50–55 мас. % SiO_2 прослеживается феннеровский тренд фракционирования расплавов, в процессе которого при несущественных колеба-

ниях в содержании кремнекислоты расплавы значительно обогащаются железом (до 17 мас. %).

4. Выявлено, что феннеровский тип дифференциации расплавов обусловлен кристаллизацией плагиоклаза в качестве первой ликвидусной фазы, а также влиянием окислительно-восстановительного потенциала.

5. Анализ данных изучения расплавных включений в плагиоклазе толеитовых базальтов щитовой постройки вулкана Ван-Тянь показал, что в формировании этих пород существенную роль играли процессы силикатной жидкостной несмесимости. Дифференцированные расплавы, существенно обогащенные FeO, расслаивались на несколько несмешивающихся жидкостей – железистых и кислых как "сухих", так и водосодержащих.

Благодарности. Авторы признательны З.А. Котельниковой и А.Ю. Бычкову за конструктивную критику, которая способствовала улучшению статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена в лаборатории редкометального магматизма при финансовой поддержке Программы НИР № 0136-2018-0026 "Мантийно-коровое взаимодействие в областях анорогенного магматизма и его роль в формировании редкометальных магм (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса)" (рук. В.В. Ярмолюк). Изучение расплавных включений с использованием электронного и ионного зонда поддержаны грантами РФФИ № 20-05-00306 и Президента Российской Федерации МК-2419.2019.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреева О.А., Ярмолюк В.В., Андреева И.А. и др. Состав и источники магм вулкана Чанбайшань Тяньчи (Китай–Северная Корея) // Докл. АН. 2014. Т. 456. № 2. С. 200–206.

Андреева О.А., Андреева И.А., Ярмолюк В.В. и др. Эволюция расплавов вулкана Чанбайшань Тяньчи (Китай–Северная Корея) как модель формирования редкометальной рудно-магматической системы: по данным изучения расплавных включений // Докл. АН. 2016. Т. 466. № 3. С. 324–330.

Андреева О.А., Ярмолюк В.В., Андреева И.А., Борисовский С.Е. Магматическая эволюция вулкана Чанбайшань Тяньчи (Китай–Северная Корея) по данным изучения расплавных и флюидных включений // Петрология. 2018. Т. 26. №5. С. 535–566.

Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Эволюция щелочно-земельных магм. М.: Наука, 1983. 96 с.

Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов Б.В. Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов. М.: Наука, 1986. 158 с.

Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 346 с.

Куплетский Б.М. Палагонитовые базальты Тиммана // Тр. Ин-та геологических наук АН СССР. 1940. Вып. 25. Сер. 8. С. 7–22.

Лапин И.В., Луканин О.А., Кадик А.А. Влияние окислительно-восстановительного режима на кристаллизацию и дифференциацию базальтов Исландии в приповерхностных условиях // Геохимия. 1985. № 6. С. 747–760.

Луканин О.А. О причинах бимодального распределения пород вулканических серий // Геохимия. 1985. № 3. С. 348–359.

Перетяжко И.С., Савина Е.А. Силикатно-железистая жидкостная несмесимость в риолитовой магме // Докл. АН. 2014. Т. 457. № 6. С. 704–709.

Рябов В.В. Ликвация в природных стеклах на примере траппов. Новосибирск: Наука СО, 1989. 224 с.

Сазонова З.А. Петрография базальтов Чешской губы // Тр. Петрографического ин-та АН СССР. 1938. Вып. 12. С. 107–154.

Сахно В.Г. Новейший и современный вулканизм юга Дальнего Востока (позднеплейстоцен–голоценовый этап). Владивосток: Дальнаука, 2008. 128 с.

Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.

Уэйнджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

Ariskin A.A., Bychkov K.A., Nikolaev G.S., Barmina G.S. The COMAGMAT-5: Modeling the effect of Fe-Ni sulfide immiscibility in crystallizing magmas and cumulates // J. Petrol. 2018. V. 59. № 2. P. 283–298.

Ballhaus C., Fonseca R.O.C, Münker K. et al. Spheroidal textures in igneous rocks – textural consequences of H_2O saturation in basaltic melts // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 167. P. 241–252.

Brooks C.K., Nielsen T.F.D. Early stages in the differentiation of the Skaergaard magma as revealed by a closely related suite of dike rocks // Lithos. 1978. V. 11. P. 1–14.

Carmichael I.S.E. The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in Eastern Iceland // J. Petrol. 1964. V. 5. P. 435–460.

Chai F., Yang F., Liu F. et al. The Abagong apatite-rich magnetite deposit in the Chinese Altay Orogenic Belt: A Kiruna-type iron deposit // Ore Geol. Rev. 2014. V. 57. P. 482–497.

Charlier B., Grove T.L. Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent // Contrib. Mineral. Petrol. 2012. V. 164. P. 27–44.

Charlier B., Namur O., Toplis M.J. et al. Large-scale silicate liquid immiscibility during differentiation of tholeiitic ba-

salt to granite and the origin of the Daly gap // Geology. 2011. V. 39. P. 907–910.

Duchesne J.C. Fe-Ti deposits in Rogaland anorthosites (South Norway): geochemical characteristics and problems of interpretation /// Mineral. Deposita. 1999. V. 34. P. 182–198.

Dixon S., Rutherford M.J. Plagiogranites as late-stage immiscible liquids in ophiolite and mid-ocean ridge suites: an experimental study // Earth Planet. Sci. Lett. 1979. V. 45. P. 45–60.

Eggler D.H., Osborn E.F. Experimental studies of the system $MgO–FeO–Fe_2O_3–NaAlSi_3O_8–CaAl_2Si_2O_8–SiO_2$ – a model for subalkaline magmas // Amer. J. Sci. 1982. V. 282. P. 1012–1041.

Fan Q.C., Liu R.X., Zhang G.H. et al. The genesis and evolution of bimodal volcanic rocks in Wangtian'e volcano, Changbaishan (in Chinese) // Acta Petrol. Sinica. 1998. V. 14. P. 305–317.

Fan Q., Liu R., Li D., Li Q. Significance of K-Ar age of bimodal volcanic rocks at Wangtian'e volcano, Changbaishan area // Chinese Sci. Bull. 1999. V. 44. № 7. P. 660–663.

Fan Q., Sui J.L., Wang T.H. et al. History of volcanic activity, magma evolution and eruptive mechanisms of the Changbai volcanic province // Geol. J. China Universities. 2007. № 13. P. 175–190.

Fischer L.A., Wang M., Charlier B. et al. Immiscible iron- and silica-rich liquids in the upper zone of the Bushveld Complex // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 443. P. 108–117.

Ghiorso M.S., Carmichael I.S.E. Modeling magmatic systems; petrologic applications // Rev. Mineral. Geochem. 1987. V. 17. P. 467–499.

Ghiorso M.S., Evans B.W. Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe-Ti two-oxide geothermometer and oxygen-barometer // Amer. J. Sci. 2008. V. 308. P. 957–1039.

Higgins M.D. A new model for the structure of the Sept Iles Intrusive suite, Canada // Lithos. 2005. V. 83. P. 199–213.

Holness M.B., Stripp G., Humphreys M.C.S. et al. Silicate Liquid immiscibility within the Crystal Mush: late-stage magmatic microstructures in the Skaergaard intrusion, East Greenland // J. Petrol. 2011. V. 52. P. 175–222.

Hou T., Veksler I.V. Letter. Experimental confirmation of high-temperature silicate liquid immiscibility in multicomponent ferrobasaltic systems // Amer. Mineral. 2015. V. 100. P. 1304–1307.

Hou T., Charlier B., Holtz F. et al. Immiscible hydrous Fe-Ca-P melt and the origin of iron oxide-apatite ore deposits // Nat. Commun. 2018. V. 9. Article number: 1415. P. 1–8.

Hunter R.H., Sparks R.S.J. The differentiation of the Skaergaard intrusion // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 451–461.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523–548.

Irvine T.N., Andersen J. C., Brooks C.K. Included blocks (and blocks within blocks) in the Skaergaard intrusion: geological relations and the origins of rhythmic modally graded layers // Geol. Soc. Amer. Bull. 1998. V. 110. P. 1398–1447.

Jakobsen J.K., Veksler I.V., Tegner C., Brooks C.K. Crystallization of the Skaergaard intrusion from an emulsion of immiscible iron- and silica-rich liquids: evidence from melt inclusions in plagioclase // J. Petrol. 2011. V. 52. P. 345–373.

Jiang N., Chu X. A magnetite-apatite deposit in the Fanshan alkaline ultramafic complex, Northern China // Econom. Geol. 2004. V. 99. P. 397–408.

Kamenetsky V.S., Charlier B., Zhitova L. et al. Magma chamber-scale liquid immiscibility in the Siberian Traps represented by melt pools in native iron // Geology. 2013. V. 41. № 10. P. 1091–1094.

Kolker A. Mineralogy and geochemistry of Fe-Ti oxide and apatite (nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis // Econom. Geol. 1982. V. 77. P. 1146–1158.

Kuno H. Fractionation trends of basalt magmas in lava flows // J. Petrol. 1965. V. 6. P. 302–321.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrol.1986. V. 27. P. 745–750.

Liu J., Chen Sh.-Sh., Guo Zh. et al. Geological background and geodynamic mechanism of Mt. Changbai volcanoes on the China-Korea border // Lithos. 2015. V. 236–237. P. 46–73.

McBirney A.R., Nakamura Y. Immiscibility in late-stage magmas of the Skaergaard intrusion // Carnegie Institution of Washington Yearbook. 1974. V. 73. P. 348–352.

McBirney A.R., Naslund H.R. The differentiation of the Skaergaard intrusion. A discussion of Hunter and Sparks (Contrib. Mineral. Petrol. V. 95. P. 451–461) // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 235–240.

Morse S.A. Kiglapait geochemistry IV: the major elements // Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. V. 45. P. 461–479.

Mysen B. Water-melt interaction in hydrous magmatic systems at high temperature and pressure // Progress in Earth Planet. Sci. 2014. V. 1. P. 4.

Naslund H.R. The effect of oxygen fugacity on liquid immiscibility in iron-bearing silicate melts // Amer. J. Sci. 1983. V. 283. P. 1034–1059.

Naslund H.R. Petrology of the Upper Border series of the Skaergaard intrusion // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 185–212.

Osborn E.F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma // Amer. J. Sci. 1959. V. 257. P. 609–647.

Philpotts A.R. Textural evidence for liquid immiscibility in tholeiites // Mineral.

Mag. 1978. V. 42. P. 113–127.

Philpotts A.R. Liquid immiscibility in silicate melt inclusions in plagioclase phenocrysts // Soc. Fr. Mineral. Cristallogr. Bull. 1981. V. 104. P. 1–8.

Philpotts A.R. Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. V. 80. P. 201–218.

Presnall D.C. The join forsterite-diopside-iron oxide and its bearing on the crystallization of basaltic and ultramafic magmas // Amer. J. Sci. 1966. V. 264. P. 753–809.

Roedder E. Low-temperature liquid immiscibility in the system K_2O–FeO–Al_2O_3–SiO_2 // Amer. Mineral. 1951. V. 36. P. 282–286.

Roedder E. Silicate liquid immiscibility in magmas and in the system K_2O–FeO–Al_2O_3–SiO_2: an example of serendipity // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 43. P. 1597–1617.

Roedder E., Weiblen P.W. Lunar petrology of silicate melt inclusions, Apollo 11 rocks // Apollo 11 Lunar Sci. Conf. Proc: Geochim. Cosmochim. Acta. 1970. P. 801–837.

Sensarma S., Palme H. Silicate liquid immiscibility in the ~2.5 Ga Fe-rich andesite at the top of the Dongargarh large igneous province (India) // Lithos. 2013. V. 170–171. P. 239–251.

Sisson T.W., Ratajeski K., Hankins W.B., Glazner A.F. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. V. 148. P. 635–61.

Snyder D., Carmichael I.S.E., Wiebe R.A. Experimental study of liquid evolution in a Fe-rich, layered mafic intrusion: constraints of the Fe-Ti oxide precipitation on the *T*-fO_2 and *T*-r paths of tholeiitic magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 113. P. 73–86.

Toplis M.J., Carroll M.R. An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral-melt equilibria in ferro-basaltic systems // J. Petrol. 1995. V. 36. P. 1137–1170.

Veksler I.V., Dorfman A.M., Borisov A.A. et al. Liquid immiscibility and the evolution of basaltic magma // J. Petrol. 2007. V. 48. P. 2187–2210.

Veksler I.V., Dorfman A.M., Borisov A.A. et al. Liquid Immiscibility and evolution of basaltic magma: Reply to S.A. Morse, A.R. McBirney and A.R. Philpotts // J. Petrol. 2008. V. 49. P. 2177–2186.

Velasco F., Tornos F., Hanchar J.M. Immiscible iron- and silica-rich melts and magnetite geochemistry at the El Laco volcano (northern Chile): Evidence for a magmatic origin for the magnetite deposits // Ore Jeol. Rev. 2016. V. 79. P. 346–366.

Visser W., Koster van Groos A.F. Liquid immiscibility in K_2O–FeO–Al_2O_3–SiO_2 // Nature. 1976. 264. P. 426–427.

Silicate Liquid Immiscibility as a Result of Fenner-Type Crystal Fractionation of Wangtian'e Tholeiitic Melts (Northeast China)

O. A. Andreeva[1], I. A. Andreeva[1], V. V. Yarmolyuk[1], Ji Jianqing[2], Zhou Xin[2], and S. E. Borisovsky[1]

[1]*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[2]*School of Earth and Space Sciences, Peking University, Peking, China*

The results of a mineral-hosted melt inclusion study were used to reconstruct the evolution of tholeiitic melts that produced rocks of the shield edifice of Wangtian'e volcano (Northeast China) including *P-T* parameters of their crystallization. Primary melt inclusions were studied in plagioclase of tholeiitic basalts. They contain "dry" Fe-rich silicate glass or crystallized fine-grained mineral aggregate, feldspar rim, and globules of various compositions: water-bearing Fe-rich globules, water-bearing Si-rich globules and "dry" Si-rich globules. In the groundmass of tholeiitic basalts "dry" Si-rich and Fe-rich glasses, as well as hydrated Fe-rich glass with an H_2O content of up to 10–15 wt.% were identified. The fractional crystallization path of Wangtian'e tholeiitic melts was calculated by the COMAGMAT-5.2.2 program using glass compositions of homogenized melt inclusions in plagioclase from basalts. It was shown that the calculated temperatures of plagioclase crystallization beginning are in good agreement with temperatures obtained during thermometric experiments with melt inclusions in plagioclase, and correspond to 1180–1200°C. Based on our studies, several stages of the melt differentiation during the formation of Wangtian'e volcanic rocks we identified. The first stage includes the Fenner-type crystal fractionation of the melt due to the appearance of plagioclase on the liquidus at the beginning of magma crystallization. The separation of the ferrobasaltic melt into Si-rich and Fe-rich silicate immiscible liquids ("dry" and hydrated) corresponds to the second stage of differentiation. The occurrence of silicate liquid immiscibility is evidenced by the presence of Fe-rich and Si-rich glasses in the interstitial space of the basalts and in the melt inclusions in plagioclase of these rocks.

Keywords: intraplate magmatism, melt inclusions, tholeiitic magma evolution, Fenner-type crystal fraction, silicate liquid immiscibility

ПЕТРОЛОГИЯ, 2020, том 28, № 4, с. 413–430

УДК 552.08+550.42

ВЛИЯНИЕ СКОРОСТИ ОСАЖДЕНИЯ НА ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ и $\delta^{88}Sr$) КАРБОНАТОВ ПОСТРОЕК ПОЛЯ ЛОСТ СИТИ (СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ, 30° с.ш.)

© 2020 г. Е. О. Дубинина[a], *, А. Ю. Крамчанинов[b], С. А. Силантьев[c], Н. С. Бортников[a]

[a] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

[b] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

[c] *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия*

**e-mail: elenadelta@gmail.com*

Поступила в редакцию 13.10.2019 г.
После доработки 24.12.2019 г.
Принята к публикации 29.12.2019 г.

На примере “природной лаборатории” – гидротермального поля Лост Сити, рассмотрено поведение четырех изотопных систем ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, $\delta^{88}Sr$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$) в процессе подводного осаждения неорганических карбонатов. Изотопные характеристики, температура и pH раствора, из которого происходит осаждение карбонатов, изменяются при смешении “end member” флюида поля Лост Сити с океанской водой. В изотопных координатах $^{87}Sr/^{86}Sr$–1000 × Sr/Ca, $^{87}Sr/^{86}Sr$–$\delta^{18}O$, $^{87}Sr/^{86}Sr$–$\delta^{13}C$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$–$\delta^{88}Sr$ рассчитаны линии равновесий DIC и карбонатов (*Cc*, *Arag*) с гидротермальным раствором. Наблюдаемые изотопные характеристики карбонатов поля Лост Сити сравниваются с расчетными линиями. Осаждение карбонатов из гидротермального флюида происходит с высокой скоростью в условиях градиента температуры и pH растворов, что приводит к несоответствию величин $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ и $\delta^{88}Sr$ равновесию в системе *Cc*(*Arag*)–вода. Величина $\delta^{18}O$ в материале большинства построек варьирует в области, близкой к равновесию системы DIC–вода с небольшим сдвигом к равновесию *Cc*(*Arag*)–вода. Величина $\delta^{13}C$ варьирует между расчетными линиями $\delta^{13}C$(DIC) и равновесных с DIC минералами (*Cc*, *Arag*). Значения величины кинетического изотопного сдвига $\Delta^{88}Sr$ в карбонатах поля Лост Сити близки к опубликованным экспериментальным данным по синтезу кальцита и арагонита из водных растворов.

Ключевые слова: Лост Сити, Атлантис, кальцит, арагонит, неорганические карбонаты, скорость осаждения, $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, $\delta^{88}Sr$, $^{87}Sr/^{86}Sr$, DIC

DOI: 10.31857/S0869590320040032

ВВЕДЕНИЕ

Гидротермальное поле Лост Сити является одной из “природных лабораторий”, где происходит осаждение карбонатов, вызванное смешением гидротермального щелочного флюида с океанской водой. Происхождение флюидной системы Лост Сити связано с серпентинизацией гарцбургитов подводного массива Атлантис (Kelley et al., 2001, 2005; Früh-Green et al., 2003; Ludwig et al., 2006). Согласно прямым наблюдениям, “end member” флюида поля Лост Сити (ФЛС) является высокощелочным (pH ≈ 11) с максимальной температурой выхода флюида 95°C (Früh-Green et al., 2003; Ludwig et al., 2006). В результате его смешения с придонной океанской водой (pH ≈ 8) происходит отложение *Cal* + *Arag* ± *Brc* минеральной ассоциации в виде карбонатных построек. Для карбонатов этих построек характерны значительные вариации величин $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Kelley et al., 2001, 2005; Früh-Green et al., 2003; Ludwig et al., 2006; Дубинина и др., 2007). Основной фактор, приводящий к этим вариациям, – изменение характеристик гидротермального раствора, из которого происходит осаждение карбонатов в процессе прогрессивного смешения ФЛС и океанской воды (ОВ). Зная или предполагая параметры крайних членов смешения, можно рассчитать состав гидротермального раствора, используя изотопное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в качестве маркера пропорции смешения. После реконструкции изотопных характеристик гидротермального раствора, можно рассчитать изотопные характеристики компонентов (кальцита, арагонита, DIC), равновесных с раствором, и сравнить с расчетными данными наблюдаемые характеристики карбонатов.

Процессы, протекающие в гидротермальной системе Лост Сити, тесно связаны с дискуссионной проблемой изотопного равновесия кислорода в системе карбонат–вода. Согласно многочисленным экспериментам, при высоких pH, пересыщении и ионной силе растворов изотопное равновесие в системе карбонат–вода, как правило, отсутствует, что связано с влиянием скорости осаждения (Coplen, 2007; Dietzel et al., 2009; Kim, O'Neil, 1997; Kim et al., 2007; Gabitov et al., 2012; Day, Henderson, 2011 и др.). Недавние эксперименты по изучению фракционирования изотопов стронция при осаждении кальцита и арагонита из водных растворов показали, что от скорости осаждения зависит и стронциевый изотопный сдвиг ($\Delta^{88}Sr$) (AlKhatib, Eisenhauer 2017a, 2017b). Осаждение карбонатов поля Лост Сити, вероятно, также протекает вне изотопного равновесия минерала с гидротермальным раствором, поскольку высокое pH, низкая (<100°C) температура и спонтанное осаждение карбонатов являются атрибутами этой гидротермальной системы. Очевидно, отсутствие изотопного равновесия прослеживается для изотопной системы кислорода карбонатов. Оценки температуры по изотопно-кислородным термометрам *Arag*(*Cc*)–вода для карбонатов построек поля Лост Сити обычно занижены по сравнению с наблюдаемыми температурами выхода флюида (Früh-Green et al., 2003). При этом величина $\delta^{18}O$ брусита из тех же образцов *Cc-Arag-Brc* ассоциации, напротив, соответствуют изотопному равновесию кислорода с гидротермальным раствором при температуре выхода флюида (Дубинина и др., 2007). По-видимому, при формировании изотопных характеристик карбонатов особое значение имеет специфика их осаждения из гидротермального раствора, которое происходит с участием DIC[1] – растворенных карбонатных частиц, соотношение которых изменяется в зависимости от температуры, pH и ионной силы раствора (Zeebe, 1999, 2007; Millero et al., 2006 и др.). Для изотопной системы кислорода это имеет особое значение, так как между карбонатными частицами (прежде всего, между $[HCO_3]^-$ и $[CO_3]^{2-}$) имеет место значительное изотопное фракционирование кислорода (Beck et al., 2005). Поскольку при смешении ФЛС и ОВ температура и pH раствора постоянно изменяются, величина $\delta^{18}O(DIC)$ в гидротермальном растворе должна варьировать. Возможно, что эти вариации могут быть унаследованы карбонатами поля Лост Сити.

[1] $DIC = [CO_2]_{aq} + [H_2CO_3]^0 + [HCO_3]^- + [CO_3]^{2-}$).

Поведение изотопной системы углерода в карбонатах поля Лост Сити также должно подчиняться процессам смешения ФЛС и ОВ. Однако в силу меньших изотопных эффектов, связанных с изменением соотношения частиц DIC в растворе, величина $\delta^{13}C$ карбонатов может быть менее чувствительна к эффектам, связанным со скоростью осаждения. В настоящей работе изучалась классическая триада изотопных отношений, используемых при изучении карбонатов: $^{18}O/^{16}O$, $^{13}C/^{12}C$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ применялось в качестве маркера пропорций смешения ФЛС и ОВ в гидротермальном растворе, а изотопные системы кислорода и углерода карбонатов – для сравнения с рассчитанными вариантами равновесий между минералами или DIC и раствором. Полученные нами данные о поведении стабильных изотопов стронция ($\delta^{88}Sr$) в карбонатах поля Лост Сити также были рассмотрены относительно ожидаемых равновесных соотношений минерал–раствор. В современных океанских гидротермальных карбонатах эта изотопная система изучалась впервые.

В настоящей работе нами использовалось численное моделирование в изотопных координатах ($^{87}Sr/^{86}Sr$–$\delta^{18}O$, $^{87}Sr/^{86}Sr$–$\delta^{13}C$, $^{87}Sr/^{86}Sr$–$\delta^{88}Sr$), где отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ – это независимая переменная, а величины $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ и $\delta^{88}Sr$ являлись зависимыми параметрами. В этих координатах был проведен расчет изотопного состава гидротермального раствора и карбонатных фаз (DIC, *Cc, Arag*). Изотопные характеристики карбонатов поля Лост Сити, которые были получены для разных проявлений – материала активных и неактивных построек, цементов брекчий, вкрапленных и прожилковых карбонатов в серпентинитах и гарцбургитах массива Атлантис, мы сравнивали с полученными расчетными данными.

ОПИСАНИЕ ПОЛЯ ЛОСТ СИТИ

Гидротермальная активность на южном склоне подводного массива Атлантис (30° с.ш., Срединно-Атлантический хребт), связанная с серпентинизацией его ультраосновных пород, проявлена в виде гидротермального поля, получившего название Лост Сити (рис. 1). Радиоуглеродные датировки карбонатного материала построек этого поля варьируют от 25 тыс. лет до современных, а карбонатов в основании поля (пелагических известняков, цементов брекчий, прожилков в серпентинитах) – в интервале 25–34 тыс. лет (Früh-Green et al., 2003). Результаты геологического, геохимического и изотопного изучения гидротермального по-

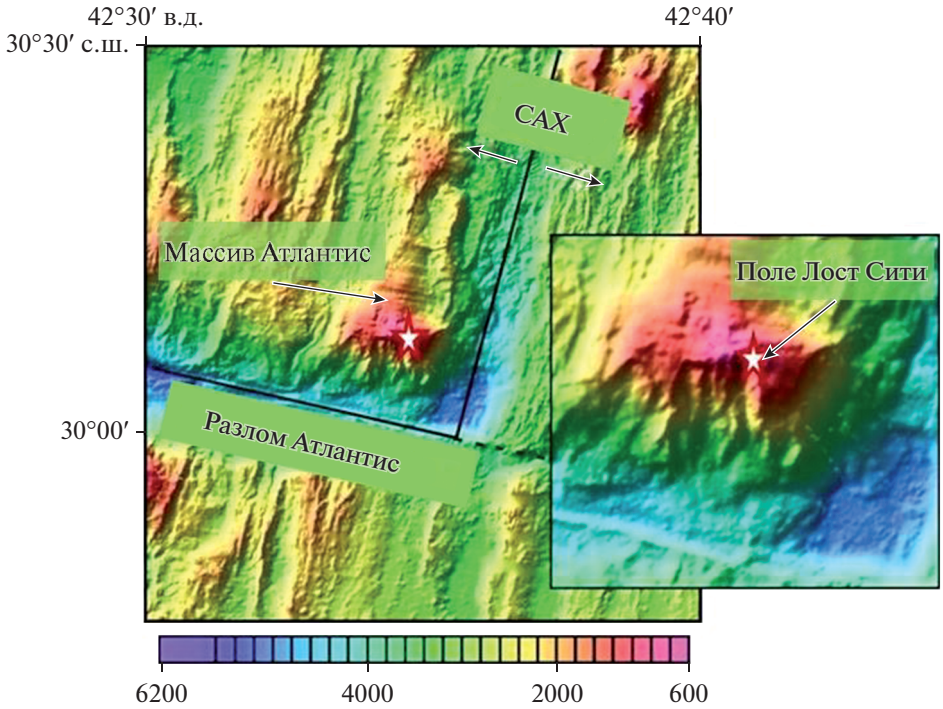

Рис. 1. Положение подводного массива Атлантис и поля Лост Сити (NOAA Repository, 2005).

ля Лост Сити опубликованы в большом количестве работ (Kelley et al., 2001, 2005; Früh-Green et al., 2003, 2007; Леин и др., 2004; Дубинина и др., 2007; Foustoukos et al., 2008; Proskurowski et al., 2006, 2008; Boschi et al., 2008; Karson et al., 2006 и др.). Мы приводим только краткое его описание.

Поле Лост Сити сложено карбонатными гидротермальными постройками и занимает ограниченную разломами террасу в верхней части южного склона массива Атлантис, расположенного на расстоянии 15 км к западу от оси САХ, в зоне с низкими скоростями спрединга (Bonatti, 1996; Cannat et al., 1997; Силантьев и др., 2011). Южная стена массива пересекается серией крутопадающих разломов, которые контролируют большую часть фокусированных восходящих потоков флюида. В зонах субгоризонтальных деформаций, интенсивно серпентинизированных ультраосновных пород, слагающих массив Атлантис, локализованы области, проницаемые для горизонтальных потоков флюида, формирующего постройки покровного типа (Kelley et al., 2005; Karson et al., 2006; Ludwig et al., 2006).

Гидротермальные постройки находятся на глубине 750–850 м от поверхности океана и представлены многочисленными столбчатыми структурами разной формы и высоты, сложенными карбонатами кальция (*Cc*, *Arag*) и бруситом. Основные активные потоки флюида сосредоточены на южном склоне массива Атлантис в пределах линейной структуры около 300 м длиной, контролируемой разломом, протягивающимся с севера на юг. Системы трещин и мелких субвертикальных разломов, расположенных под основанием гидротермального поля, обеспечивают необходимую проницаемость пород, над которыми формируются крупные постройки, например Посейдон. В зоне активности покровных потоков присутствуют так называемые постройки карнизного типа (Kelley et al., 2005). Кроме действующих построек, наблюдаются неактивные постройки и карбонаты, заполняющие трещины на обнажающихся уступах серпентинитов массива Атлантис (Ludwig et al., 2006).

Теплые (40–90°C) растворы, выходящие из пор и отверстий активных построек, являются высокощелочными (pH = 9–11), имеют низкие концентрации магния и других металлов, а также кремнезема (Kelley et al., 2001, 2005; Ludwig et al., 2006; Леин и др., 2004 и др.). По содержанию Na и Cl флюид поля Лост Сити близок к морской воде, но обогащен примерно в три раза по сравнению с ней кальцием (Kelley et al., 2005). Во флюиде присутствуют газообразные H_2 и CH_4 и почти отсутствует CO_2 (Kelley et al., 2005; Proskurowski et al., 2006), что рассматривается как свидетельство текущих процессов серпентинизации и охлаждения вещества литосферы на глубине (Allen, Seyfried,

Таблица 1. Состав карбонатов (мас. %) гидротермального поля Лост Сити

Номер образца	Описание	CaO	MgO	SrO	BaO	10^3 (Sr/Ca)
	Крупная постройка (Посейдон), основание постройки					
4800-3	Гомогенизированный вал	18.26	39.94	0.04	0.00	1.19
4800-3-1	Зона обильных сростков толстостолбчатых прозрачных кристаллов брусита	1.54	66.13	0.01	0.00	3.51
	Фрагменты других построек					
4803-3	Фрагмент небольшой карбонатной трубообразной постройки	40.02	12.20	0.53	0.01	7.17
4803-5	Фрагмент небольшой карбонатной трубообразной постройки	51.99	5.94	0.27	0.01	2.81
	Крупный фрагмент неизвестной постройки карнизного типа					
4806-9-1	Белоснежный пористый волокнистый карбонат	31.65	21.01	0.09	0.00	1.54
4806-9-2	Частички крупного коралла из внешней зоны образца	61.11	0.39	0.82	0.01	7.26
4806-9-3	Белоснежный пористый волокнистый карбонат	47.07	4.45	0.15	0.01	1.72
4806-9-4	Белый рыхлый карбонат	34.81	17.71	0.11	0.01	1.71
	Фрагмент карбонатного мата, покрывающего перидотиты вокруг поля Лост Сити					
4805-8-2	Кристаллические белые карбонаты из основания мата	54.02	0.30	0.80	0.00	8.01
4805-8-3	Бежевые карбонаты, развивающиеся по белому карбонату основания мата	50.09	0.57	0.81	0.01	8.75
	Цементы брекчий и карбонаты из трещин в серпентинитах					
4805-3-1	Карбонатно-глинистый цемент серпентинитовой брекчии	38.97	8.44	0.03	0.00	0.42
4805-9-1	Карбонатная корочка на дресвянистом серпентините	48.86	3.87	0.05	0.01	0.55

2004). По результатам термодинамического моделирования, перед началом смешения ФЛС с придонной водой предполагается стадия кондуктивного остывания от ≈300°C до <150°C (Palandri, Reed, 2004). Эта стадия может иметь место при фильтрации ФЛС из глубинных зон массива Атлантис через остывшие, серпентинизированные породы к месту разгрузки, в то время как сам процесс серпентинизации может протекать в настоящее время на значительных глубинах и при повышенных температурах (Дубинина и др., 2007, 2015).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ И ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Нами изучены коллекции образцов, отобранных в 49-м и 50-м рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш”, а также привлекались данные, опубликованные ранее (Дубинина и др., 2007; Früh-Green et al., 2003). Состав карбонатов определен методом атомной адсорбции в ИГЕМ РАН (г. Москва) (табл. 1). Анализ изотопного состава кислорода и углерода проведен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН методом CF-IRMS в режиме постоянного потока гелия, на масс-спектрометре DeltaV+ (Thermo, Finnigan) с использованием опции GasBenchII. Кроме чистого карбонатного материала построек (*Cc*, *Arag*), в серпентинизированных гарцбургитах массива Атлантис изучался вкрапленный и прожилковый карбонатный материал. Серия измерений включала 28–30 навесок образцов и 10–12 навесок международных (NBS 19, NBS 18) и внутренних стандартов, для разложения карбонатов применялась ортофосфорная кислота. Навески карбонатов составляли 0.250 ± 0.020 мг, при анализе вкрапленных карбонатов использовалась навеска силикатной породы (1–10 мг). Воспроизводимость анализа для величин $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$, которая была определена при многократных измерениях стандартов и параллельных проб, составила ±0.1‰ (1 σ) для обоих элементов. Результаты изучения изотопных систем $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатах поля Лост Сити суммирова-

Таблица 2. Изотопный состав стронция, углерода и кислорода карбонатов поля Лост Сити

Номер образца	Описание	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\delta^{13}C$ (V-PDB), ‰	$\delta^{18}O$ (V-SMOW), ‰
	Основание постройки Посейдон			
4800-3	Гомогенизированный вал карбонатов	0.70828	–0.1	27.1
4800-3-1	Кальцит из зоны, богатой бруситом	0.70748	–0.3	24
4800-3-2	Белые непрозрачные агрегаты кальцита	0.70886	–1.4	31.2
	Фрагменты активных и неактивных построек			
4803-3	Фрагмент небольшой трубообразной постройки	0.70891	1.9	35
4803-5	Фрагмент небольшой трубообразной постройки	0.70764	1	31.4
4806-9-1	Фрагмент постройки карнизного типа	0.70764	–1.6	34.9
4806-9-2	Фрагмент коралла в цементе постройки карнизного типа	0.70918	–0.1	33.5
4806-9-3	Фрагмент постройки карнизного типа	0.7079	0.9	34.8
4806-9-4	Фрагмент постройки карнизного типа	0.70767	–1.7	36
4806-9-5	Фрагмент постройки карнизного типа	0.70766	0.1	35.3
	Фрагменты образца карбонатного мата, покрывающего перидотиты в районе поля Лост Сити			
4805-8-1	Серая карбонатная масса с микрофауной		1.5	33.8
4805-8-2	Кристаллические белые карбонаты из основания мата	0.70918	0.6	34.1
4805-8-3	Бежевые карбонаты из основания мата	0.70902	2.4	35
4805-8-4а	Хорошо окристаллизованная птеропода		1.8	33.6
4805-8-4б	Фораминиферы *Globorotalia truncatulinoides* + *Globigerinella siphonifera*		1	31
	Карбонатный материал в породах массива Атлантис (микропрожилки, вкрапленные карбонаты, цементы брекчий)			
4805-3-1	Карбонатно-глинистый цемент серпентинитовой брекчии	0.70914	2.8	35.8
4805-9-1	Карбонатная корочка на дресвянистом серпентините	0.70917	3.1	35.8
4805-1	Микропрожилок в гидротермально измененном габбро	0.70431		
4805-2	Вкрапленный карбонат тектонизированных гарцбургитов из главного типа скальных обнажений		–4.3	23
4805-4	Вкрапленный карбонат в малоизмененных гарцбургитов		–4.1	23.3
4805-6	Вкрапленный карбонат из апогарцбургитовых серпентинитов		–1.4	23.2
4805-9	Вкрапленный карбонат из дресвянистых серпентинитов, перекрытых карбонатными матами		–3	19.5
4805-11	Вкрапленный карбонат из сильно измененных серпентинитов		1.6	29.4
4805-3	Вкрапленный карбонат из серпентинитовых брекчий		–1.2	27.6
ABP16-41-1	Вкрапленный карбонат из апогарцбургитовых серпентинитов на южном склоне массива Атлантис		0.1	36.6

Таблица 3. Величины $\delta^{88}Sr$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатах поля Лост Сити, определенные методами MC-ICP-MS и TIMS

Номер образца	Тип образца	MC-ICP-MS			TIMS	$\Delta^{88}Sr$, ‰
		$\delta^{88}Sr$, ‰	$^{87}Sr/^{86}Sr$	*n*	$^{87}Sr/^{86}Sr$	
Карбонаты поля Лост Сити						
4800-3	ПП	0.13 ± 0.02	0.70828 ± 1	4		–0.24
4803-3	П	0.24 ± 0.03	0.70890 ± 2	4	0.70890 ± 1	–0.13
4803-5	П	0.19 ± 0.03	0.70768 ± 2	2	0.70768 ± 1	–0.18
4805-3-1	ЦБ	0.26 ± 0.01	0.70896 ± 1	3		–0.11
4805-8-2	КМ	0.32 ± 0.03	0.70918 ± 1	2	0.70916 ± 1	–0.05
4806-9-1	ПКТ	0.29 ± 0.05	0.70763 ± 2	1	0.70760 ± 1	–0.08
4806-9-4	ПКТ	0.24 ± 0.05	0.70769 ± 1	4	0.70768 ± 1	–0.13
Стандарты						
IAPSO		0.39 ± 0.05		10		
GSP-2		0.24 ± 0.03	0.76493 ± 1			

Примечание. Для MC-ICP-MS погрешности указаны как ±2SE, *n* – число параллельных измерений, $\Delta^{88}Sr$ – изотопный сдвиг между карбонатом и гидротермальным флюидом. ПП – постройка Посейдон, П – неизвестные активные постройки, ЦБ – карбонатный цемент брекчии серпентинитов, КМ – фрагмент карбонатного бактериального мата, ПКТ – постройка карнизного типа.

ны в табл. 2, где величина $\delta^{13}C$ выражена в международной шкале V-PDB, а величина $\delta^{18}O$ – в шкале V-SMOW.

Измерение изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{88}Sr/^{86}Sr$ проведено методами MC-ICP-MS и TIMS в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Изотопное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ (табл. 2) измерялось обоими методами. Химическое разложение карбонатов проведено в 0.1N HNO_3 с последующим выделением фракции Sr методом хроматографии на сорбенте Eichrom Sr-resin.

При изотопном анализе стронция методом MC-ICP-MS на масс-спектрометре Neptune (Thermo, Германия) учет масс-дискриминации проведен по отношению $^{90}Zr/^{91}Zr$. Измерения проводились в статическом режиме с одновременной регистрацией ионных токов $^{83}Kr^+$, $^{85}Rb^+$, $^{86}(Sr + Kr)^+$, $^{87}(Sr + Rb)^+$, $^{88}Sr^+$, $^{90}Zr^+$ и $^{91}Zr^+$. Серия для измерения каждого образца состояла из трех блоков по 20 спектров, время интегрирования спектра – 16 с. Нормализация отношения $^{88}Sr/^{86}Sr$ проводилась по экспоненциальному закону фракционирования масс (Ohno, Hirata, 2007; Крамчанинов и др., 2012; Liu et al., 2012), в измеренные отношения $^{88}Sr/^{86}Sr$ вносилась поправка на окаймляющий стандарт (Fietzke, Eisenhauer, 2006; Крамчанинов и др., 2012). Величина $\delta^{88}Sr$, характеризующая изотопный состав нерадиогенного стронция в образце, выражена относительно стандартного образца SRM 987 в промилле:

$$\delta^{88}Sr = \left[\left(^{88}Sr/^{86}Sr\right)_{\text{образец}} / \left(^{88}Sr/^{86}Sr\right)_{SRM987} - 1\right] \times 10^3 \,(‰).$$

Воспроизводимость величины $\delta^{88}Sr$ была определена по результатам 10 измерений гидрофизического стандарта атлантической океанской воды IAPSO (0.39 ± 0.05‰, 2SD). Кроме водного стандарта был изучен стандарт гранодиорита GSP-2 ($\delta^{88}Sr = 0.24 \pm 0.03$‰, 2SD, и $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.76493 \pm 1$, 2SD) (табл. 3). Полученное значение величины $\delta^{88}Sr$ оказалось близким к значению $\delta^{88}Sr = 0.29 \pm \pm 0.08$‰ (2SE) для стандарта GSP-1 (Charlier et al., 2012). Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ для GSP-2 соответствует интервалу (0.76494–0.76507), характерному для этого неоднородного стандарта (Raczek et al., 2003).

Для образцов, в которых определялась величина $\delta^{88}Sr$, были проведены контрольные измерения значений отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ методом TIMS на масс-спектрометре Sector 54 (Micromass). Контрольные измерения данного отношения в одних тех же порциях растворов методами MC-ICP-MS и TIMS показали, что оба метода дают хорошо согласующиеся результаты (табл. 3).

Таблица 4. Параметры конечных членов смешения, использованные в расчетах

Параметры	Морская вода в районе поля Лост Сити		Флюид поля Лост Сити	
	величина	источник	величина	источник
T, °C	2	K05, L06	95	K05, L06
pH	8	P79	10.7	K05, L06
C(Sr), μмоль/кг	0.0885	P79	0.1008	L06, F08
	0.0903	L06		
C(Ca), μмоль/кг	10.28	P79	30	K01
10^3(Sr/Ca)	8.6		3.4	
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.7092	ES96	0.7064	L06
$\delta^{18}O$, ‰	0.26 (±0.1)	D17	0.5	FG03, K05, F08
			4	D07
C(DIC), μмоль/кг	2.150	P79	0.7–0.1	K05, P08
$\delta^{13}C$(DIC), ‰	+0.8 (±0.5)	K85	–4.5	Данная работа
$\delta^{88}Sr$, ‰	+0.39	K09	+0.33	Данная работа

Примечание. D07 – (Дубинина и др., 2007), D17 – (Дубинина и др., 2017), ES96 – (Elderfield, Schultz, 1996), F08 – (Foustoukos et al., 2008), FG03 – (Fruh-Green et al., 2003), K01 – (Kelley et al., 2001), K05 – (Kelley et al., 2005), K09 – (Krabbenhöft et al., 2010), K85 – (Kroopnick, 1985), L06 – (Ludwig et al., 2006), P08 – (Proskurowski et al., 2008), P79 – (Попов и др., 1979).

Значения величины изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатах построек поля Лост Сити варьируют от состава современной океанской воды (0.7092, Elderfield, Schultz, 1996) до значений, близких к оценкам “end member” ФЛС (0.7064, Ludwig et al., 2006), что подтверждает контролирующую роль смешения ФЛС с ОВ в формировании изотопно-стронциевой системы гидротермальных карбонатов. Необходимо отметить, что все изученные образцы построек являются смесью двух минералов – кальцита и арагонита. Поскольку разделить эти минералы перед изотопным анализом невозможно, все дальнейшие расчеты проведены для обоих минералов.

Значения величины $\delta^{13}C$ в карбонатах поля Лост Сити изменяются в пределах (–4.4)–(+3)‰. Верхний предел интервала выходит за рамки значений, характерных для кальцита и арагонита, свойственных равновесию с водой атлантического океана (0.6–2.0‰). При этом наиболее высокие значения величины $\delta^{13}C$ характерны для образцов, близких к ОВ по изотопному составу стронция. Завышенные значения величины $\delta^{13}C$ в карбонатах поля Лост Сити наблюдались и ранее, что объяснялось либо влиянием биогенного синтеза метана во внутренних зонах карбонатных построек (Delacour et al., 2008, Lang et al., 2012), либо абиогенным синтезом углеводородов с участием в роли катализатора ультраосновных пород массива Атлантис (Proskurowski et al., 2008). Так же ведет себя и изотопно-кислородная система карбонатов поля Лост Сити. Большая часть изученных образцов характеризуется величиной $\delta^{18}O$, слишком высокой по отношению к равновесию карбонатных минералов с ОВ или ФЛС (Дубинина и др., 2007). Это приводит к занижению оценок температуры по сравнению с наблюдаемыми в зонах разгрузки флюида (Ludwig et al., 2006).

Все измеренные значения величины $\delta^{88}Sr$ изменяются от +0.13 до +0.32‰ и занижены по отношению к таковым $\delta^{88}Sr$ океанской воды (табл. 3). Наиболее заметное обеднение изотопом ^{88}Sr относительно IAPSO установлено в карбонатах, являющихся фрагментами активных построек, причем максимальное обеднение наблюдается в образце из основания крупной активной постройки Посейдон. Значения величины $\delta^{88}Sr$ карбонатных матов, покрывающих серпентиниты массива Атлантис и карбонатного цемента серпентинитовой брекчии в пределах аналитической погрешности, близки к $\delta^{88}Sr$ (IAPSO) и к $\delta^{88}Sr$ в образце карбонатной корки, покрывающей базальты в районе 37° с.ш. САХ на глубине 3188 м (+0.33 ± 0.02‰ (2SD), Böhm et al., 2012).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выбор параметров для расчета смешения ОВ и ФЛС

При расчете моделей смешения мы использовали два конечных члена – “end member” флюида

поля Лост Сити (ФЛС) и океанскую воду (ОВ). В качестве допущения было принято условие, что характеристики конечных членов смешения не изменялись во времени, т.е. гидротермальная система поля находится в стационарном состоянии. Параметры, необходимые для расчетов приведены в табл. 4. Для ОВ приняты известные характеристики атлантической океанской воды (Попов и др., 1979, Elderfield, Schultz, 1996, Kroopnick, 1985, Shanks, 2001). Однако характеристики ФЛС известны менее точно. Значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7064) и концентрация Sr в "end member" ФЛС (0.1008 μмоль/кг) были приняты в соответствии с опубликованными оценками (Ludwig et al., 2006), полученными экстраполяцией на нулевое содержание магния в гидротермальном растворе. Необходимо отметить, что этот подход, обычно применяемый при изучении океанских гидротерм, несовершенен для поля Лост Сити, поскольку происхождение его флюидной системы связано не с деятельностью конвективной ячейки, а с серпентинизацией пород массива Атлантис. Например, экстраполяция на Mg = 0 приводит к ненулевому содержанию растворенного сульфата в "end member" ФЛС (1–4 μмоль/кг, Kelley et al., 2005), хотя нулевое содержание магния предполагает почти полное выведение сульфата при осаждении ангидрита на нисходящей ветви гидротермальной ячейки (Teagle et al., 1998). Достаточно условной является и оценка содержания растворенного неорганического углерода (DIC) в "end member" ФЛС. Из-за высоких содержаний кальция и pH атрибутом флюида поля Лост Сити является низкое содержание диссоциатов угольной кислоты (Kelley et al., 2005). Максимальная из предложенных оценок составляет 1/3 от содержания DIC в морской воде, т.е. около 0.7 μмоль/кг (Kelley et al., 2005), остальные оценки варьируют от 0.01 до 0.2–0.4 μмоль/кг (Proskurowski et al., 2008). Поскольку в этих оценках наблюдаются расхождения, нами проведены расчеты для двух вариантов содержания DIC в ФЛС – 0.1 и 0.7 μмоль/кг.

Не являются согласованными также и оценки величины $\delta^{18}O$ в "end member" ФЛС. По результатам одних исследований, эта величина мало отличается от $\delta^{18}O$ в ОВ (Früh-Green et al., 2003; Foustoukos et al., 2008; Kelley et al., 2005). Значения величины $\delta^{18}O$, опубликованные для трех образцов гидротермального флюида поля Лост Сити, находятся в узком диапазоне (0–0.1‰) при изотопном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr$, варьирующем от 0.70697 до 0.70745 (Früh-Green et al., 2003). В пересчете на $\delta^{18}O$ для "end member" ФЛС оценки по этим данным составили от 0.2 до 0.7‰ (Kelley et al., 2005). В этот диапазон попадает оценка для ОВ, которая в районе массива Атлантис представлена североатлантической водной массой (0.26 ± 0.1‰, Дубинина и др., 2017). При расчетах в качестве средней минимальной оценки использовалось значение величины $\delta^{18}O$(ФЛС) = 0.5‰. По другим данным, опубликованным для двух образцов гидротермального флюида поля Лост Сити, содержание магния было близким (48.1 и 49.8 ммоль/л), а значения величины $\delta^{18}O$ при пересчете на нулевое содержание магния составили от 2 до 4‰ (Дубинина и др., 2007). К похожей, и даже более высокой оценке привело моделирование процессов серпентинизации по результатам изучения изотопной системы $\delta^{18}O$ в гарцбургитах и серпентинитах массива Атлантис (Дубинина и др., 2015). Принимая во внимание, что во флюиде поля Лост Сити содержание магния не является нулевым, в качестве средней максимальной оценки использовалась величина $\delta^{18}O$(ФЛС) = 4.0‰.

Сохранность изотопной системы стронция при диагенезе карбонатов в координатах $^{87}Sr/^{86}Sr$–$10^3(Sr/Ca)$

Большинство изученных карбонатов имеет изотопное отношение стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$, близкое к составу современной океанской воды. Это может быть как результатом высоких степеней разбавления флюида, так и результатом диагенеза *Cc-Arag-Brc* материала построек за счет взаимодействия с ОВ после их осаждения (Kelley et al., 2001, 2005; Früh-Green et al., 2003; Ludwig et al., 2006). При этом изотопно-стронциевая система изученного образца может быть значительно трансформирована, в результате чего отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ становится непригодным для расчетов смешения ФЛС и ОВ. Для того чтобы оценить пригодность этого отношения для расчетов, можно использовать отношение Sr/Ca (для океанских карбонатов и вод 10^3(Sr/Ca)), которое чувствительно к двум параметрам – минеральному составу карбонатов и температуре (Turekian, Wedepohl, 1961; Kinsman, Holland, 1969; Gaetani, Cohen, 2006; Gabitov, Watson, 2006 и др.).

Величина 10^3(Sr/Ca) (ОВ) составляет ≈8.6 (Попов и др., 1979), а для "end member" ФЛС – 10^3(Sr/Ca) (ФЛС) ≈3.4 (Ludwig et al., 2006). Нарастающее смешение ФЛС с ОВ приведет к росту величины 10^3(Sr/Ca), при этом изотопное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ тоже будет возрастать, так как для ОВ оно выше, чем для ФЛС. Следовательно, неизмененные гидротермальные карбонаты должны иметь прямую корреляционную связь между 10^3(Sr/Ca) и $^{87}Sr/^{86}Sr$. При взаимодействии *Cc* +

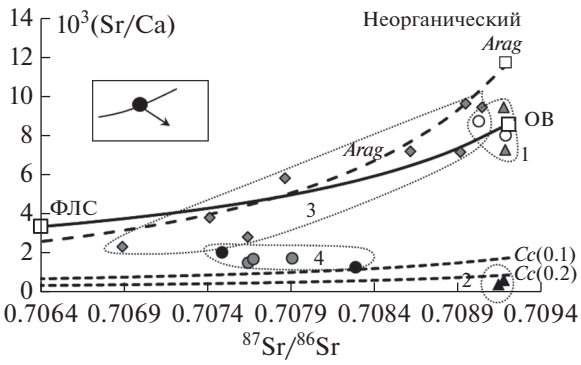

Рис. 2. Диаграмма Sr/Ca–^{87}Sr/^{86}Sr для карбонатов поля Лост Сити.
Сплошная линия – смешение ФЛС и ОВ, пунктиры – линии изменения составов арагонита (*Arag*) и кальцита (*Cc*) в равновесии с гидротермальным раствором. Для кальцита приведены две линии, рассчитанные для K_D(Sr/Ca) 0.1 и 0.2 (*Cc*(0.1) и *Cc*(0.2) соответственно). Поля: 1 – органические арагониты (кораллы) и микробиальные карбонатные маты; 2 – карбонатные (без арагонита) цементы серпентинитовых брекчий массива Атлантис; 3 – арагонит-кальцитовые постройки поля Лост Сити, сформированные при свободном смешении ФЛС и ОВ; 4 – материал построек, отлагающийся в зонах замедленной фильтрации флюида. Распределение стронция в зависимости от температуры и состава раствора рассчитано по экспериментальным данным для арагонита (Gaetani, Cohen, 2006; Kinsman, Holland, 1969) и кальцита (Gabitov, Watson, 2006). Прямоугольник – ожидаемые изменения состава образца при растворении арагонита и кристаллизации кальцита.

+ *Arag* ± *Brc* ассоциации с морской водой происходит растворение брусита и перекристаллизация арагонита в кальцит (Ludwig et al., 2006). Изотопное отношение ^{87}Sr/^{86}Sr в новообразованном кальците должно отвечать таковому в ОВ, а концентрация стронция – снижаться в силу меньшей способности кальцита концентрировать стронций по сравнению с арагонитом. Следовательно, при диагенезе материала построек должна возникать обратная корреляция величин 10^3(Sr/Ca) и ^{87}Sr/^{86}Sr. Таким образом, вид связи величин 10^3(Sr/Ca) и ^{87}Sr/^{86}Sr может служить критерием проявления диагенеза гидротермальных карбонатов за счет их взаимодействия с ОВ.

На рис. 2 приведена диаграмма ^{87}Sr/^{86}Sr–10^3(Sr/Ca), на которую нанесены расчетные линии, отвечающие составу смешанного гидротермального раствора, а также *Cc* и *Arag*, находящихся с ним в равновесии. Нужно уточнить, что существует погрешность в оценке равновесных коэффициентов распределения стронция для неорганического арагонита в области повышенных температур. Температурная зависимость Sr/Ca отношения в абиогенном арагоните взята из (Kinsman, Holland, 1969; Gaetani, Cohen, 2006). Для кальцита также были использованы экспериментальные данные (Gabitov, Watson, 2006), согласно которым в температурном интервале 5–97°C K_D(Sr/Ca) изменяется в узких пределах (0.08–0.24). Расчеты проведены для двух опорных значений K_D(Sr/Ca) в кальците – 0.1 и 0.2.

Основная часть образцов карбонатных построек (поле 3 на диаграмме рис. 2) соответствует линии равновесия арагонита с раствором, являющимся смесью ФЛС и ОВ. Отклонения точек вниз от этой линии связано с присутствием в образцах кальцита. Наиболее богаты стронцием образцы почти чистого арагонита – фрагменты кораллов и микробиального мата (поле 1 на рис. 2). Чистый неорганический арагонит расположен

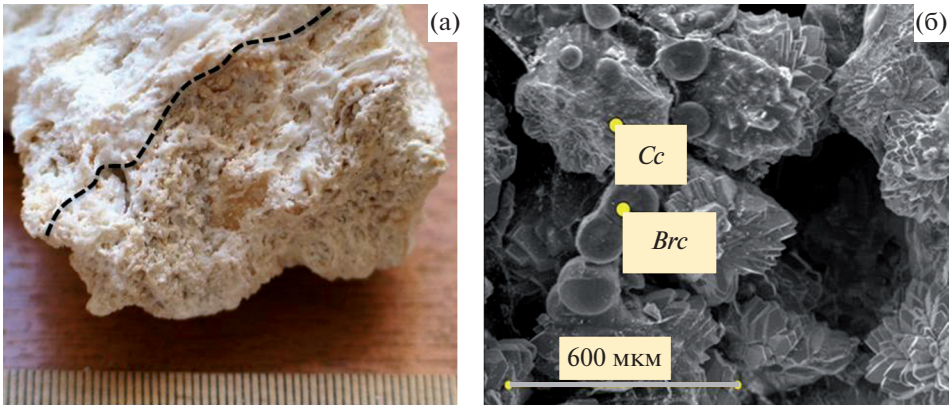

Рис. 3. Образец из основания постройки Посейдон (обр. 4800-3): (а) – макрофотография зоны замедленной фильтрации флюида с меандровой структурой, с флюидными каналами и полостями, выполненными кристаллами кальцита, которая отделена пунктиром от зоны, сложенной плотным чешуйчатым агрегатом кальцита и арагонита; (б) – изображение в отраженных электронах одной из пустот, заполненных кристаллами кальцита с каплевидными выделениями брусита.

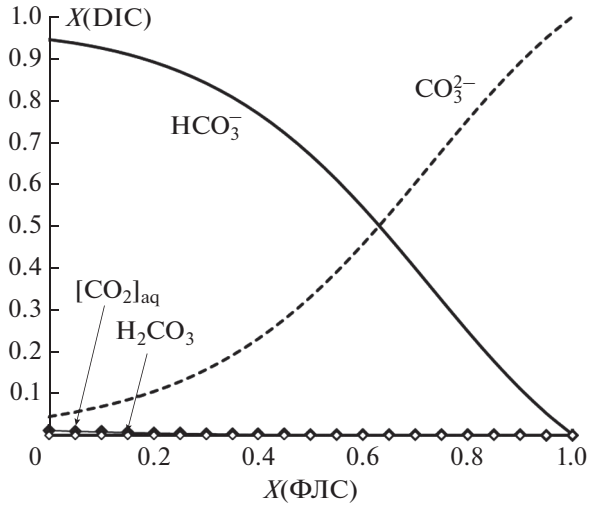

Рис. 4. Расчет долей карбонатных частиц *X*(DIC) в гидротермальном растворе поля Лост Сити для диапазона температуры и pH, задаваемых смешением ФЛС и ОВ, по модели (Zeebe, 2007).

непосредственно на линии равновесия арагонита с придонной ОВ. Карбонатные цементы серпентинитовых брекчий, не являющиеся продуктом гидротермальной деятельности поля Лост Сити и сложенные преимущественно кальцитом с примесью глинистого материала, характеризуются значениями 10^3(Sr/Ca), точно соответствующими таковым по экспериментальным данным (Gabitov, Watson, 2006) для кальцита (поле 2). Таким образом, положение карбонатов поля Лост Сити на данной диаграмме показывает, что изученные образцы не испытали серьезных диагенетических изменений, и отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ может быть использовано для расчета пропорции смешения ФЛС и ОВ.

На диаграмме 2 следует отметить местоположение поля 4, в которое попадают карбонаты, отобранные в основании активной постройки Посейдон. Образцы этих карбонатов имеют особую “меандровую” структуру со следами флюидных каналов (фото на рис. 3). Подобные карбонатные отложения были описаны как представители зон замедленной фильтрации флюида (Früh-Green et al., 2003; Ludwig et al., 2006). В этих образцах велика доля кальцита и почти не изменяется величина 10^3(Sr/Ca) (≈1.2) по мере изменения изотопного состава стронция. Внешняя их зона сложена плотными чешуйчатыми карбонатами, часто с ориентированным расположением кристаллитов, соответствующим направлению фильтрации флюида. В образцах присутствует брусит, но он сосредоточен в более глубокой рыхлой части образца, содержащей пустоты и фрагменты флюидных каналов, напоминающих хаотично изогнутые трубочки (рис. 3а). Выстилающий полости брусит хорошо окристаллизован, но в преимущественно кальцитовых зонах он образует “капельные” выделения (рис. 3б). Как показал последующий анализ данных, изотопные характеристики образцов из зон замедленной фильтрации флюида отличаются от таковых для карбонатов, формирующихся при свободном смешении ФЛС и ОВ.

Источники DIC и скорость осаждения карбонатов в координатах $^{87}Sr/^{86}Sr$–$\delta^{18}O$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$–$\delta^{13}C$

Изотопно-кислородные характеристики карбонатов построек поля Лост Сити не соответствуют равновесию *Cc* и *Arag* с водой гидротермального раствора, но это несоответствие не укладывается в рамки только кинетического эффекта. Значения величины $\delta^{18}O$ большинства карбонатов построек гидротермального поля являются более высокими, чем следует из равновесия карбонатов с водой гидротермального раствора. Причину такого отклонения, на наш взгляд, стоит искать в механизме осаждения карбонатов из водного раствора, который является предметом дискуссий, и для описания которого предлагаются модели разной степени детальности (например, Watson, 2004, Devriendt et al., 2017, Dietzel et al., 2009, Watkins et al., 2014 и др.).

В упрощенном виде осаждение карбонатов можно рассматривать как двухстадийный процесс. На первой стадии происходит формирование карбоната (*Cc, Arag*) с участием DIC (например, Devriendt et al., 2017) и на этой стадии величина $\delta^{18}O$ карбоната определяется величиной $\delta^{18}O$(DIC) водного раствора. На второй стадии в течение определенного промежутка времени между свежеосажденным минералом и водой окружающего раствора происходит изотопный обмен кислорода, который прекращается либо при наступлении локального равновесия, либо при экранировании поверхности минерала последующими слоями роста. При наступлении локального равновесия величина $\delta^{18}O$ карбоната определяется равновесным фракционированием в системе карбонат–вода. Реализация локального изотопного равновесия между карбонатом и водой при $T < 100°C$ возможна при медленном осаждении минерала (Coplen, 2007). Если при более быстром осаждении локальное равновесие не наступает, изотопные характеристики минерала будут определяться временем, когда свежеосажденная порция минерала может участвовать в изотопном обмене с гидротермальным раствором. В этом случае значение величи-

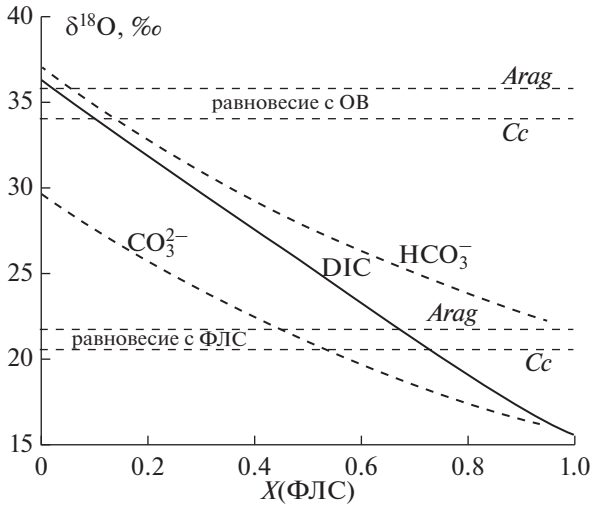

Рис. 5. Изменение значений величины $\delta^{18}O$ растворенных карбонатных частиц (карбонат- и бикарбонат-иона) и их взвешенной суммы (DIC) в зависимости от доли ФЛС в гидротермальном растворе (согласно уравнениям в (Beck et al., 2005)).
При расчете использованы температура и pH крайних членов из табл. 4, $\delta^{18}O$(ФЛС) = 0.5‰. Горизонтальные пунктирные линии – равновесие карбонатных минералов (*Cc*, *Arag*) с ФЛС и с ОВ (согласно уравнениям в (Chacko, Deines, 2008)).

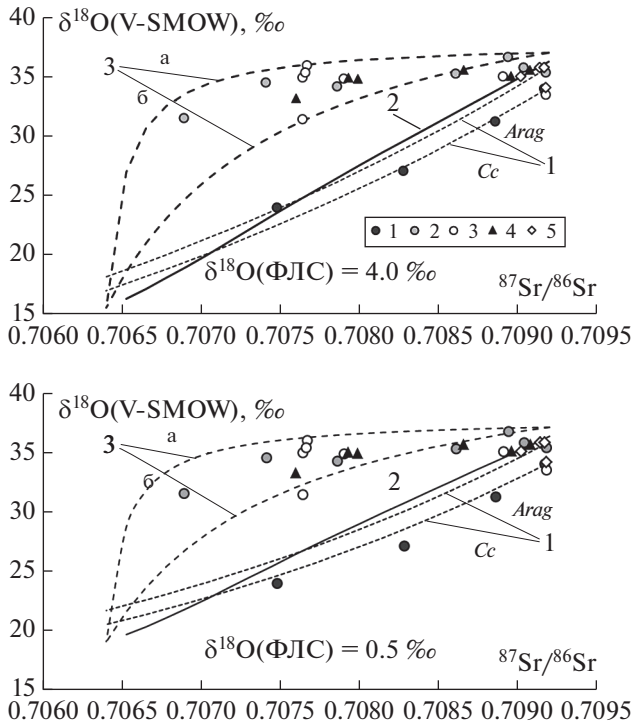

Рис. 6. Сравнение расчетных и наблюдаемых изотопных характеристик карбонатов поля Лост Сити в координатах $^{87}Sr/^{86}Sr$–$\delta^{18}O$.
Верхний и нижний рисунки – варианты расчета для $\delta^{18}O$(ФЛС): 4 и 0.5‰ соответственно. Погрешность оценки $\delta^{18}O$(DIC) в ОВ (табл. 4) в масштабе рисунка незначима.
Наблюдаемые изменения величин: $\delta^{18}O$ (*Cc*, *Arag*) – линия 1 и $\delta^{18}O$ (DIC) – линия 2, равновесных с гидротермальным раствором поля Лост Сити. Линия 3 – $\delta^{18}O$(DIC) для случая, когда DIC представлен смесью частиц, неравновесных с гидротермальным раствором: а и б – расчет для концентраций DIC в ФЛС – 0.1 и 0.7 μмоль/кг соответственно.
1 – основание постройки Посейдон (настоящая работа), 2 – вершина постройки Посейдон (Дубинина и др., 2007), 3 – фрагменты различных построек (настоящая работа), 4 – фрагменты различных построек (Früh-Green et al., 2003), 5 – другие карбонатные проявления – карбонатные маты, цемент брекчии и карбонатная корка в серпентинитах.

ны $\delta^{18}O$ карбоната будет промежуточным между $\delta^{18}O$(DIC) и значением, определяемым равновесием в системе карбонат–вода. С данной точки зрения легко объяснить завышенные значения величины $\delta^{18}O$ в карбонатах, поскольку при условии изотопного равновесия с кислородом воды одного и того же раствора значения величины $\delta^{18}O\left(HCO_3^-\right)$ превышает таковые карбонатных минералов. Например, при 25°C $\delta^{18}O$(*Cc*) на 3.3‰ ниже, чем $\delta^{18}O\left(HCO_3^-\right)$, а для арагонита эта разница составляет 1.8‰ (согласно комбинации уравнений Beck et al., 2005; Chacko, Deines, 2008). Наконец, возможен случай, когда изменение температуры, pH и $\delta^{18}O$ воды гидротермального раствора происходит столь быстро, что частицы DIC не успевают прийти в изотопное равновесие с кислородом воды гидротермального раствора. Таким образом, в условиях смешения ФЛС и ОВ скорость осаждения становится параметром, который контролирует проявление изотопных характеристик DIC в изотопном составе кислорода гидротермальных карбонатов.

Величины $\delta^{18}O$(DIC) в гидротермальном растворе поля Лост Сити зависят от пропорций смешения ФЛС и ОВ, имеющих не только разные значения величины $\delta^{18}O(H_2O)$, но и разные pH и *T*, которые задают соотношение активностей частиц DIC в растворе (Zeebe, 1999, 2007; Millero et al., 2006 и др.). Поскольку между частицами DIC (прежде всего, между $[HCO_3]^-$ и $[CO_3]^{2-}$) имеет место значительное изотопное фракционирование кислорода (Beck et al., 2005), в гидротермальном растворе неизбежно возникнут вариации величины $\delta^{18}O$(DIC). На рис. 4 показан расчет долей карбонатных частиц X(DIC) в гидротермальном растворе для диапазона температуры и pH, задаваемых смешением ФЛС и ОВ (по модели Zeebe, 2007; Millero et al., 2006). При расчете использована стандартная соленость морской воды

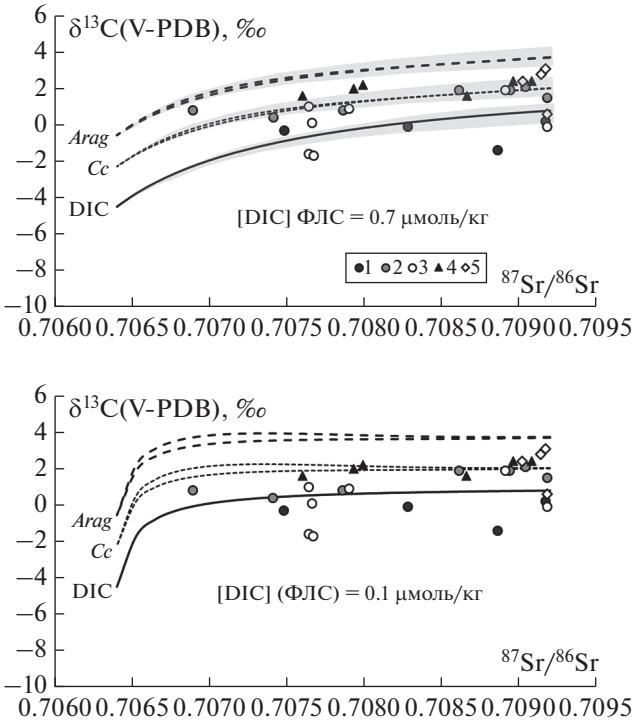

Рис. 7. Изменение величин $\delta^{13}C$ (*Cc*, *Arag*) и $\delta^{13}C$ (DIC), равновесных с гидротермальным раствором поля Лост Сити.
Сдвоенные линии для *Cc* и *Arag* – разные варианты смешения (см. текст). Верхний и нижний рисунки – варианты расчета для разных концентраций DIC в ФЛС – 0.7 и 0.1 μмоль/кг соответственно. Серые поля на верхнем рисунке – погрешность оценки $\delta^{13}C$(DIC) в ОВ (табл. 4). Условные обозначения см. на рис. 6.

(35 е.п.с), и, поскольку концентрации Na, K и Cl в ФЛС близки к ОВ (Kelley et al., 2001), это приближение не является критичным. Расчет показывает, что во всем интервале смешения ФЛС и ОВ в гидротермальном растворе преобладают два вида карбонатных частиц – $[HCO_3]^-$ и $[CO_3]^{2-}$ (рис. 4). В равновесии с гидротермальным раствором поля Лост Сити значения величины $\delta^{18}O$ растворенных частиц $[HCO_3]^-$ и $[CO_3]^{2-}$ и их взвешенной суммы ($\delta^{18}O$(DIC)) могут существенно варьировать (рис. 5), и при отсутствии локального равновесия карбонатов с водой раствора эти вариации будут унаследованы карбонатами построек поля Лост Сити. В области X(ФЛС) $\to 0$ значения величины $\delta^{18}O$(DIC) могут заметно превышать равновесные значения в системе карбонат–ОВ, а в области X(ФЛС) $\to 1$, напротив, оказаться заниженными относительно равновесия карбонатов с ФЛС.

Таким образом, скорость осаждения будет влиять на положение точек карбонатов построек поля Лост Сити в координатах $^{87}Sr/^{86}Sr$–$\delta^{18}O$. При минимальных скоростях осаждения наблюдаемые значения величины $\delta^{18}O$ будут находиться в областях линий равновесия *Cc*–H_2O и *Arag*–H_2O. С повышением скорости осаждения, наблюдаемые составы будут смещаться к линиям равновесия DIC–H_2O, а при максимально высоких скоростях – к линиям смешения DIC(ФЛС) и DIC(ОВ).

Сравнение расчетных и наблюдаемых изотопных характеристик карбонатов поля Лост Сити в координатах $^{87}Sr/^{86}Sr$–$\delta^{18}O$ приведено на рис. 6. Видно, что большинство точек составов образцов построек поля, формирующихся при свободном смешении ФЛС и ОВ, соответствует случаю, когда осаждение происходит настолько быстро, что не успевает реализоваться не только локальное изотопное равновесие кислорода между карбонатами и водой, но и равновесие между DIC и водой гидротермального раствора. Исключением являются карбонаты из зоны замедленной фильтрации флюида (составы образцов, попадающих в поле 4 на рис. 2), для которых реализуется изотопное равновесие карбонатов с водой, что указывает на медленную кристаллизацию карбонатов в этих зонах.

Поскольку изотопно-кислородная система карбонатов построек поля Лост Сити, осаждающихся в зоне свободного смешения ФЛС и ОВ, несет информацию о характеристиках DIC, можно оценить пределы вариаций содержания DIC в ФЛС. Расчет показывает, что содержание DIC в ФЛС может варьировать в пределах 0.1–0.7 μмоль/кг (линии 3 (а и б) на рис. 6), что согласуется с оценками из (Kelley et al., 2005; Proskurowski et al., 2008). Оценки $\delta^{18}O$(ФЛС) составляют от 0.5 до 4‰, согласно модельному расчету (рис. 6а, 6б).

Вариации величины $\delta^{13}C$ в карбонатах поля Лост Сити значительно меньше, чем таковые для величины $\delta^{18}O$ (≈5‰ и ≈12‰ соответственно). Это закономерно, поскольку при отсутствии дополнительных кинетических эффектов значения величины $\delta^{13}C$ в карбонатах могут варьировать в пределах первых промилле – от $\delta^{13}C$(DIC) раствора до $\delta^{13}C$(*Cc*, *Arag*), равновесных с ним. Расчетные линии изменения значений $\delta^{13}C$ (*Cc*, *Arag*) и $\delta^{13}C$(DIC), равновесных с гидротермальным раствором поля Лост Сити, приведены на рис. 7. Значения $\delta^{13}C$(DIC) гидротермального раствора задавались пропорцией смешения ФЛС и ОВ, а значения величины $\delta^{13}C$ карбонатов рассчитывались для двух вариантов соотношения $[HCO_3^-]/[CO_3^{2-}]$, заданных пропорцией ФЛС/ОВ и распределением частиц в

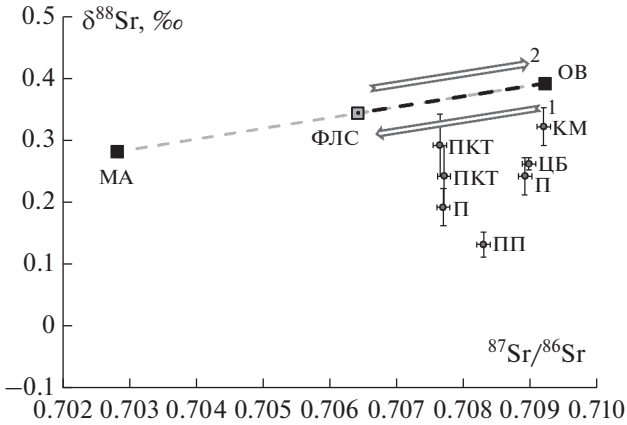

Рис. 8. Диаграмма $\delta^{88}Sr$–$^{87}Sr/^{86}Sr$ для карбонатных отложений в районе поля Лост Сити.
Пунктир – линия смешения составов, соответствующих мантийным ультраосновным породам массива Атлантис (МА) и океанской воды (ОВ), участок пунктира, выделенный черным цветом, – смешение ФЛС и ОВ.
КМ – карбонатные маты, ЦБ – карбонатный цемент серпентинитовой брекчии, ПКТ – постройки карнизного типа, П – фрагменты неизвестных построек, ПП – постройка Посейдон. Стрелки – пути изменения изотопного состава стронция: 1 – в "end member" флюиде поля Лост Сити при серпентинизации пород массива Атлантис и 2 – в гидротермальном растворе при смешении ФЛС и ОВ.

зависимости от pH раствора. Расчеты по этим вариантам практически не отличаются (см. сдвоенные линии на рис. 7 для *Cc* и *Arag*). При расчете использовались уравнения фракционирования изотопов углерода в системе кальцит–$[HCO_3^-]$ и кальцит–$[CO_3^{2-}]$ (Ohmoto, Rye, 1979) и в системе арагонит–кальцит (Romanek et al., 1992). Величина $\delta^{13}C$(DIC) в ОВ была взята согласно оценкам для 30° с.ш. Атлантического океана и глубины менее 1 км (+0.8 ± 0.5‰, Kroopnick, 1985; табл. 4). Величина $\delta^{13}C$(DIC) в ФЛС была принята равной таковой для прожилковых и вкрапленных карбонатов в гарцбургитах массива Атлантис (табл. 2 и данные работ Дубинина и др., 2007; Früh-Green et al., 2003; настоящая работа).

Основная часть данных для построек поля Лост Сити находится между расчетными линиями $\delta^{13}C$(DIC) и $\delta^{13}C$ равновесных с ним карбонатных минералов. Это согласуется с поведением изотопно-кислородной системы карбонатов, которая в значительной мере отражает изотопные характеристики DIC гидротермального раствора. Результаты расчета лучше описывают данные при более высоких концентрациях DIC в ФЛС (рис. 7б), особенно в области составов гидротермального раствора, близких к ФЛС. Погрешность оценок $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ для ОВ (табл. 4) по-разному влияет на результаты расчета в координатах $^{87}Sr/^{86}Sr$–$\delta^{18}O$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$–$\delta^{13}C$, поскольку масштаб вариаций этих величин на рис. 6 и 7 различен. Погрешность оценки $\delta^{18}O$(ОВ) (±0.1‰, табл. 4) не проявляется в масштабе рис. 6, а погрешность оценки $\delta^{13}C$(DIC) в ОВ (±0.5‰, табл. 4) приводит к появлению полей, которые почти перекрываются в области, близкой к ОВ (рис. 7а). За пределы всех расчетных вариаций рис. 7 выходят несколько точек составов карбонатов активных построек, занимающих положение ниже линии $\delta^{13}C$(DIC), что может рассматриваться как проявление кинетического эффекта, вызванного высокими скоростями осаждения.

Изотопные сдвиги в координатах $^{87}Sr/^{86}Sr$–$\delta^{88}Sr$ при формировании карбонатов поля Лост Сити

При двухкомпонентном смешении (в нашем случае, ФЛС и ОВ) в координатах $\delta^{88}Sr$–$^{87}Sr/^{86}Sr$ состав любой гомогенной смеси должен описываться прямой линией (Krabbenhöft et al., 2010). Карбонаты, равновесные с гидротермальным раствором поля Лост Сити, должны лежать вдоль некой единой линии смешения в заданных координатах. Однако изученные образцы карбонатов поля Лост Сити не группируются в какой-либо линейный тренд (рис. 8). Их положение указывает на неравновесный отрицательный сдвиг значений величины $\delta^{88}Sr$ относительно гидротермального раствора[2]. Полученные в последнее время экспериментальные данные (AlKhatib, Eisenhauer, 2017a, 2017b; Bohm et al., 2012) показывают, что основным фактором, приводящим к подобному кинетическому сдвигу ($\Delta^{88}Sr$) в системе (*Cc*, *Arag*)–раствор, является скорость осаждения. Для кальцита зависимость от скорости осаждения линейная, для арагонита в температурном интервале 12.5–37.5°C и интервале скоростей осаждения 2.3–4.5 μмоль/м^2 ч кинетический сдвиг $\Delta^{88}Sr$ является примерно постоянным. Проведенный анализ данных для изотопных характеристик

[2] Необходимо отметить, что этот сдвиг не оказывает существенного влияния на результаты расчетов смешения, где в качестве индикатора массовых долей ФЛС и ОВ использовалось отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$. Вклад неопределенности изотопного отношения $^{88}Sr/^{86}Sr$ в погрешность измерения $^{87}Sr/^{86}Sr$ является незначительным, так как в относительных единицах масштаб вариаций $^{87}Sr/^{86}Sr$ в изученных образцах более чем на порядок превышает масштаб вариаций отношения $^{88}Sr/^{86}Sr$. Например, при максимальном измеренном в настоящей работе сдвиге ($\Delta^{88}Sr(carb\text{-}w)$ = –0.34‰) возможный сдвиг для изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, обусловленный масс-зависимым фракционированием, составит всего около –0.0001 (согласно уравнениям (19–21) из Young et al., 2002).

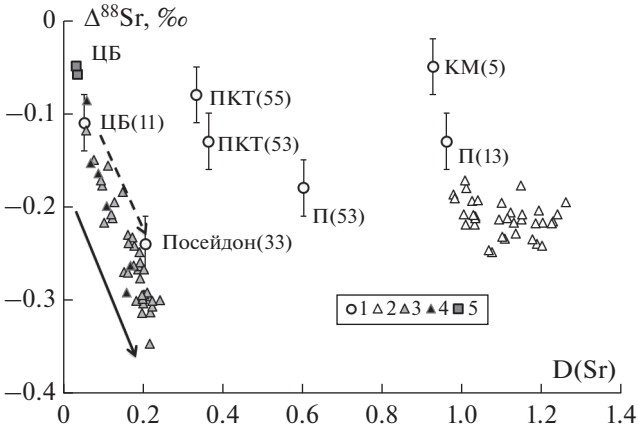

Рис. 9. Сравнение наблюдаемого (1) изотопного сдвига Δ^{88}Sr в карбонатах поля Лост Сити и расчетного: 2, 3 – эксперименты по синтезу арагонита и кальцита при скоростях осаждения (2.3–4.5 μмоль/м^2 ч) и T = 12.5–37.5°C соответственно (AlKhatib, Eisenhauer, 2017a, 2017b); 4 – эксперименты по синтезу кальцита при 25°C и скоростях осаждения 2.25–4.21 μмоль/м^2 ч (Bohm et al., 2012); 5 – карбонатные цементы в базальтах океанской коры (DSDP Leg 37, Bohm et al., 2012).
Стрелка – возрастание скорости осаждения в эксперименте по синтезу кальцита. Сокращения на рисунке в соответствии с типом образца: П и Посейдон – активные постройки, ПКТ – постройки карнизного типа, ЦБ – карбонатный цемент серпентинитовой брекчии, КМ – образец карбонатного мата. В скобках – температура гидротермального флюида в момент формирования образца, которая вычислена из пропорций смешения ФЛС и ОВ по изотопным отношениям ^{87}Sr/^{86}Sr.

кислорода и углерода приводит к выводу о высокой скорости осаждения карбонатов в поле Лост Сити, и можно ожидать, что величина кинетического сдвига Δ^{88}Sr в изученных образцах может быть сопоставима с экспериментальными данными (AlKhatib, Eisenhauer, 2017a, 2017b).

Чтобы найти величину сдвига Δ^{88}Sr для карбонатов поля Лост Сити, необходимо знать δ^{88}Sr в гидротермальном растворе, т.е. иметь линию смешения ФЛС и ОВ в координатах δ^{88}Sr–^{87}Sr/^{86}Sr. Единственный способ оценки δ^{88}Sr(ФЛС) состоит в анализе геологической ситуации. Поскольку “end member” в ФЛС – это морская вода, участвующая в серпентинизации ультраосновных пород массива Атлантис, очевидно, что, кроме ОВ, источником стронция в ФЛС могут быть неизмененные породы массива Атлантис (МА). Изотопные характеристики стронция массива Атлантис с большой долей вероятности отвечают мантийным значениям (0.7028; +0.28), поскольку данный массив ассоциирован с внутренним океаническим комплексом (Силантьев и др., 2011, 2016), а характеристики ОВ известны (0.7092; +0.39, табл. 4). В отсутствие дополнительных источников стронция точка ФЛС должна находиться на прямой линии, соединяющей ОВ и МА (рис. 8). Ее положение на линии будет определяться интегральным отношением флюид/порода в процессе серпентинизации: чем меньше отношение флюид/порода, тем ближе к МА должна находиться точка ФЛС. Одна из координат этой точки известна (^{87}Sr/^{86}Sr = = 0.7064, Ludwig et al., 2006), вторая координата вычисляется по линии смешения ОВ и МА (δ^{88}Sr = +0.33‰). В процессе смешения ФЛС и ОВ состав гидротермального раствора будет изменяться вдоль той же линии и на том же отрезке, но в обратном направлении – от ФЛС к ОВ (рис. 8). Таким образом, состав гидротермального раствора на любой стадии смешения должен находиться в пределах отрезка ФЛС–ОВ на рис. 8. Поскольку для каждого образца отношение ^{87}Sr/^{86}Sr известно, по данной линии смешения можно найти величины δ^{88}Sr гидротермального раствора и вычислить изотопный стронциевый сдвиг:

$$\Delta^{88}\mathrm{Sr} = \delta^{88}\mathrm{Sr}\,(\text{карбонат}) - \delta^{88}\mathrm{Sr}\,(\text{гидротермальный раствор}).$$

Для всех изученных образцов найденные величины Δ^{88}Sr являются отрицательными (табл. 3), т.е. указывают на обеднение изотопом ^{88}Sr карбонатов относительно гидротермального раствора. Согласно экспериментам (AlKhatib, Eisenhauer, 2017a, 2017b; Bohm et al., 2012), наиболее вероят-

ной причиной подобного обеднения изотопом ^{88}Sr по отношению к раствору является быстрое осаждение карбонатов.

На рис. 9 полученные нами значения $\Delta^{88}Sr$ в карбонатах поля Лост Сити приведены в сравнении с данными экспериментов по синтезу кальцита и арагонита (AlKhatib, Eisenhauer, 2017a, 2017b; Bohm et al., 2012). Для того чтобы сравнить наши и опубликованные экспериментальные данные, в измеренных образцах был рассчитан коэффициент распределения стронция:

$$D(Sr) = \frac{\left[\frac{Sr}{Ca}\right]_{carb}}{\left[\frac{Sr}{Ca}\right]_{w}},$$

где carb и w – карбонат и водный раствор соответственно. При расчете D(Sr) для карбонатов использованы данные из табл. 1, а для гидротермального раствора – отношение Sr/Ca, рассчитанное согласно пропорции смешения ФЛС и ОВ. Полученные значения для D(Sr) и $\Delta^{88}Sr$ в образцах карбонатов поля Лост Сити неплохо соответствуют опубликованным экспериментальным данным (AlKhatib, Eisenhauer, 2017a, 2017b; Bohm et al., 2012). Точки образцов цемента брекчии близки к точкам аналогичных цементов в базальтах (Bohm et al., 2012), и находятся в области тренда низких скоростей осаждения, полученного для кальцита. В области тренда высоких скоростей осаждения расположен образец гомогенизированного вала карбонатов постройки Посейдон. По величине D(Sr) все образцы находятся между экспериментальными данными для кальцита и арагонита, что закономерно, так как все они представлены смесью данных минералов. Наблюдаемый разброс в координатах D(Sr)–$\Delta^{88}Sr$ может быть связан не только с разным соотношением кальцит/арагонит в образцах, но и с вариациями температуры формирования, в том числе превышающими экспериментально изученный диапазон. В целом наблюдаемый сдвиг $\Delta^{88}Sr$ указывает на высокую скорость осаждения карбонатов в пределах гидротермального поля Лост Сити, сравнимую со скоростями экспериментального синтеза карбонатов (2.3–4.5 μмоль/м^2 ч, AlKhatib, Eisenhauer, 2017b).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение изотопных характеристик карбонатных отложений “природной лаборатории” – гидротермального поля Лост Сити и их сравнение с рассчитанными равновесными характеристиками, показывает, что величины $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ и $\delta^{88}Sr$ не отвечают изотопному равновесию карбонатов с водой гидротермальных растворов. Причиной тому являются высокие скорости осаждения карбонатов на фоне градиентов температуры, pH и состава растворов, обусловленных смешением ФЛС и ОВ. Полученные данные подтверждают представления о механизме осаждения карбонатов из водных растворов и ключевой роли изотопных характеристик DIC в формировании величин $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ карбонатных минералов. Этим объясняются завышенные значения величин $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$, часто наблюдаемые в карбонатах построек поля Лост Сити. Величины и направления кинетического изотопного сдвига $\Delta^{88}Sr$ в карбонатах поля согласуются с опубликованными экспериментальными данными о величинах и направлении этого сдвига в зависимости от скорости осаждения карбонатов. Наиболее вероятно, что к возникновению наблюдаемых сдвигов $\Delta^{88}Sr$ в природной и экспериментальной обстановке приводят одни и те же причины.

Таким образом, при изучении изотопных характеристик природных низкотемпературных карбонатов необходимо принимать во внимание дополнительные параметры, такие как скорость осаждения минералов и изотопные характеристики DIC.

Важным результатом является оценка пригодности изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в качестве трассера пропорций смешения ФЛС и ОВ, которое также успешно сохраняется даже в материале неактивных карбонатных построек поля Лост Сити. Проведенные расчеты позволили уточнить некоторые параметры “end member” ФЛС. Согласно нашим оценкам, величина $\delta^{18}O$ водного компонента ФЛС может варьировать от 0.5 до 4‰, концентрация DIC – достигать 0.7 ммоль/кг, а величины $\delta^{13}C$(DIC) – соответствовать таковой $\delta^{13}C$ для прожилковых и вкрапленных карбонатов в наименее измененных гарцбургитах массива Атлантис. Таким образом, “end member” флюида поля Лост Сити является равноправным источником DIC в гидротермальном растворе, возможно, за счет мобилизации карбонатного вещества из пород массива Атлантис.

Благодарности. Авторы глубоко признательны рецензентам за критические замечания, способствующие улучшению работы.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме НИР № 0136-2019-0013.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дубинина Е.О., Чернышев И.В., Бортников Н.С. и др. Изотопно-геохимические характеристики гидротермального поля Лост Сити // Геохимия. 2007. № 11. С. 1223–1236.

Дубинина Е.О., Бортников Н.С., Силантьев С.А. Отношение флюид–порода в процессах серпентинизации океанических ультраосновных пород, вмещающих гидротермальное поле Лост Сити, 30° с.ш. САХ // Петрология. 2015. Т. 23. № 5. С. 1–18.

Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю., Кокрятская Н.М. Изотопная (δD, $\delta^{18}O$) систематика вод морей Арктического сектора России // Геохимия. 2017. № 11. С. 1041–1052.

Крамчанинов А.Ю., Чернышев И.В., Шатагин К.Н. Изотопный анализ стронция методом многоколлекторной масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме: высокоточное совместное измерение изотопных отношений $^{88}Sr/^{86}Sr$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ // Масс-спектрометрия. 2012. Т. 9. № 2. С. 129–138.

Леин А.Ю., Богданов Ю.А., Сагалевич А.М. и др. Новый тип гидротермального поля на Срединно-Атлантическом хребте (поле Лост-Сити, 30° с.ш.) // Докл. АН. 2004. Т. 394. № 3. С. 380–383.

Попов Н.И., Федоров К.Н., Орлов В.М. Морская вода. Справочное руководство. М.: Наука, 1979. 327 с.

Силантьев С.А., Новоселов А.А., Мироненко М.В. Гидротермальные системы в перидотитовом субстрате медленно-спрединговых хребтов. Моделирование фазовых превращений и баланса вещества: роль габброидов // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 227–248.

Силантьев С.А., Кубракова И.В., Тютюнник О.А. Характер распределения сидерофильных и халькофильных элементов в серпентинитах океанической литосферы как отражение магматической и внутрикоровой эволюции мантийного субстрата // Геохимия. 2016. № 12. С. 1055–1075.

AlKhatib M., Eisenhauer A. calcium and strontium isotope fractionation in aqueous solutions as a function of temperature and reaction rate; I. Calcite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2017a. V. 209. P. 296–319.

AlKhatib M., Eisenhauer A. Calcium and strontium isotope fractionation during precipitation from aqueous solutions as a function of temperature and reaction rate; II. Aragonite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2017b. V. 209. P. 320–342.

Allen D.E., Seyfried W.E.Jr. Serpentinization and heat generation: Constraints from Lost City and Rainbow hydrothermal systems. // Geochim. Cosmochim. Acta. 2004. V. 68. № 6. P. 1347–1354.

Beck W.C., Grossman E.L., Morse J.W. Experimental studies of oxygen isotope fractionation in the carbonic acid system at 15°, 25°, and 40°C // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. № 14. P. 3493–3503.

Böhm F., Eisenhauer A., Tang J. et al. Strontium isotope fractionation of planktic foraminifera and inorganic calcite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2012. V. 93. P. 300–314.

Bonatti E. Anomalous opening of the Equatorial Atlantic due to an equatorial mantle thermal minimum // Earth. Planet. Sci. Lett. 1996. V. I43. P. 147–160.

Boschi C., Dini A., Fruh-Green G.L., Kelley D.S. Isotopic and element exchange during serpentinization and metasomatism at the Atlantis Massif (MAR, 30° N): Insights from B and Sr isotope data // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72. P. 1801–1823.

Cannat M., Lagabrielle Y., Bougault H. et al. Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: Geolo-gic mapping in the 15° N region // Tectonophysics. 1997. V. 279 P. 193–213.

Chacko T., Deines P. Theoretical calculation of oxygen isotope fractionation factors in carbonate systems // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72. P. 3642–3660.

Charlier B.L.A., Nowell G.M., Parkinson I.J. et al. High temperature strontium stable isotope behaviour in the early solar system and planetary bodies // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. V. 329–330. P. 31–40.

Coplen T.B. Calibration of the calcite–water oxygen-isotope geothermometer at Devils Hole, Nevada, a natural laboratory // Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. P. 3948–3957.

Day C.C., Henderson G.M. Oxygen isotopes in calcite grown under cave-analogue conditions // Geochim. Cosmochim. Acta. 2011. V. 75. P. 3956–3972.

Delacour A., Früh-Green G.L., Frank M. et al. Sr- and Nd-isotope geochemistry of the Atlantis Massif (30° N, MAR): Implications for fluid fluxes and lithospheric heterogeneity // Chem. Geol. 2008. V. 254. № 1–2. P. 19–35.

Devriendt L.S., Watkins J.M., McGregor H.V. Oxygen isotope fractionation in the $CaCO_3$–DIC–H_2O system // Geochim. Cosmochim. Acta. 2017. V. 214 P. 115–142.

Dietzel M., Jianwu T., Leis A., Köhler S.J. Oxygen isotopic fractionation during inorganic calcite precipitation — Effects of temperature, precipitation rate and pH // Chem. Geol. 2009. V. 268. № 1–2. P. 107–115.

Elderfield H., Schultz A. Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean // Ann. Rev. Eart. Planet. Sci. 1996. V. 24. P. 191–224.

Fietzke J., Eisenhauer A. Determination of temperature-dependent stable strontium isotope ($^{88}Sr/^{86}Sr$) fractionation via bracketing standard MC-ICP-MS // Geochem. Geophys. Geosyst. 2006. V. 7. № 8. Q08009, https://doi.org/10.1029/2006GC001243

Foustoukos D.I., Savov I.P., Janecky D.R. Chemical and isotopic constraints on water/rock interactions at the Lost City hydrothermal field, 30° N Mid-Atlantic Ridge // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72. P. 5457–5474.

Früh-Green G. L., Delacour A., Boschi C. et al. Building Lost City: serpentinization, mass transfer and life in a peridotite-hosted hydrothermal system // Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. A298.

Früh-Green G.L., Kelley D.S., Bernasconi S.M. et al. 30 000 Years of hydrothermal activity at the Lost City vent field // Science. 2003. V. 301. P. 495–498.

Gabitov R.I., Watson E.B., Sadekov A. Oxygen isotope fractionation between calcite and fluid as a function of growth rate and temperature: An *in situ* study // Chem. Geol. 2012. V. 306–307. P. 92–102.

Gabitov R.I., Watson E.B. Partitioning of strontium between calcite and fluid // Geochem. Geophys. Geosyst. 2006. V. 7. № 11. P.Q11004.

Gaetani G.A., Cohen A.L. Element partitioning during precipitation of aragonite from seawater: A framework for understanding paleoproxies // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. № 18. P. 4617–4634.

Karson J.A., Früh-Green G.L., Kelley D.S. et al. Detachment shear zone of the Atlantis Massif core complex, Mid-Atlantic Ridge, 30° N // Geochem. Geophys. Geosyst. 2006. V. 7. P. Q06016.

Kelley D.S., Karson J.A., Blackman D.K. et al. An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-Atlantic Ridge at 30° N // Nature. 2001. V. 412. № 12. P. 145–149.

Kelley D.S., Karson J.A., Früh-Green G.L. et al. A serpentinite-hosted ecosystem: The lost city hydrothermal field // Science. 2005. V. 307. P. 1428–1434.

Kim S.T., O'Neil J.R. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. № 16. P. 3461–3475.

Kim S.T., O'Neil J.R., Hillaire-Marcel C., Mucci A. Oxygen isotope fractionation between synthetic aragonite and water: Influence of temperature and Mg^{2+} concentration // Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. P. 4704–4715.

Kinsman D.J.J., Holland H.D. The coprecipitation of cations with $CaCO_3$ – IV. The coprecipitation of Sr^{+2} with aragonite between 16° and 96° // Geochim. Cosmochim. Acta. 1969. V. 33. P. 1–17.

Krabbenhöft A., Eisenhauer A., Böhm F. et al. Constraining the marine strontium budget with natural strontium isotope fractionations ($^{87}Sr/^{86}Sr^*$, $\delta^{88}/^{86}Sr$) of carbonates, hydrothermal solutions and river waters // Geochim. Cosmochim. Acta. 2010. V. 74. № 14. P. 4097–4109.

Kroopnick P.M. The distribution of ^{13}C of ΣCO_2 in the world oceans // Deep-Sea Research. 1985. V. 32. № 1. P. 57–84.

Lang S.Q., Früh-Green G.L., Bernasconi S.M. et al. Microbial utilization of abiogenic carbon and hydrogen in a serpentinite-hosted system // Geochim. Cosmochim. Acta. 2012. V. 92. P. 82–99.

Liu H.C., You C.F., Huang K.F., Chung C.H. Precise determination of triple Sr isotopes ($\delta^{87}Sr$ and $\delta^{88}Sr$) using MC-ICP-MS // Talanta. 2012. V. 88. P. 338–344.

Ludwig K.A., Kelley D.S., Butterfield D.A. et al. Formation and evolution of carbonate chimneys at the Lost City hydrothermal field // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. № 14. P. 3625–3645.

Millero F.J., Graham T.B., Huang F. et al. Dissociation constants of carbonic acid in seawater as a function of salinity and temperature // Marine Chemistry. 2006. V. 100. № 1–2. P. 80–94.

NOAA Repository. 2005; https://www.nodc.noaa.gov/

Ohmoto H., Rye R.O. Isotope of sulfur and carbon // Ed. H.L. Barnes. Geochemestry of Hydrothermal Deposits. N.Y.: John Wiley & Sons, 1979. P. 509–567.

Ohno T., Hirata T. Simultaneous determination of mass-dependent isotopic fractionation and radiogenic isotope variation of strontium in geochemical samples by multiple collector-ICP-mass spectrometry // Anal. Sci. 2007. V. 23. P. 1275–1280.

Palandri J.L., Reed M.H. Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: Serpentinization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitetion // Geochim. Cosmochim. Acta. 2004. V. 68. № 5. P. 1115–1133.

Proskurowski G., Lilley M.D., Kelley D.S. et al. Low temperature volatile production at the Lost City hydrothermal field, evidence from a hydrogen stable isotope geothermometer // Chem. Geol. 2006. V. 229. P. 331–343.

Proskurowski G., Lilley M.D., Seewald J.S. et al. Abiogenic hydrocarbon production at Lost City hydrothermal field // Science. 2008. V. 319. P. 604–607.

Raczek I., Jochum K.P., Hofmann A.W. Neodymium and strontium isotope data for USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, GSP-1, GSP-2 and eight MPI-DING reference glasses // Geostandards Newsletter: The Journal of Geostandards and Geoanalysis. 2003. V. 27. № 2. P. 173–179.

Romanek C., Grossman E., Morse J. Carbon isotopic fractionation in synthetic calcite, effects of temperature and precipitation rate // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 419–430.

Shanks W.S. III. Stable isotopes in seafloor hydrothermal systems: Vent fluids, hydrothermal deposits, hydrothermal alteration, and microbial processes // Ed. J.W. Valley, D.R. Cole. Stable Isotope Geochemistry. Rev. Mineral. 2001. V. 43. P. 469–525.

Teagle D.A.H., Alt J.C., Halliday A.N. Tracing the chemical evolution of fluids during hydrothermal recharge: Constraints from anhydrite recovered in ODP Hole 504B // Earth. Planet. Sci. Lett. 1998. V. 155. P. 167–182.

Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust // Geol. Soc. Amer. Bull. 1961. V.72. P. 175–182.

Watkins J.M., Hunt J.D., Ryerson F.J., De Paolo D.J. The influence of temperature, pH, and growth rate on the $\delta^{18}O$ composition of inorganically precipitated calcite // Earth. Planet. Sci. Lett. 2014. V. 404. P. 332–343.

Watson E.B. A conceptual model for near-surface kinetic controls on the trace-element and stable isotope composition of abiogenic calcite crystals // Geochim. Cosmochim. Acta. 2004. V. 68. № 7. P. 1473–1488.

Zeebe R.E. An explanation of the effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal oxygen isotopes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. P. 2001–2007.

Zeebe R.E. An expression for the overall oxygen isotope fractionation between the sum of dissolved inorganic carbon and water // Geochem. Geophys. Geosyst. 2007. V. 8. № 9. Q09002,
https://doi.org/10.1029/2007GC001663

The Influence of Precipitation Rate on the Isotope ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{88}Sr$) Composition of Carbonate Edifices of Lost City Hydrothermal Field (30° N, Mid-Atlantic Ridge)

E. O. Dubinina[1], A. Yu. Kramchaninov[2], S. A. Silantyev[3], and N. S. Bortnikov[1]

[1] *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[2] *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St.-Petersburg, Russia*

[3] *Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

The behavior of four isotope systems ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, $\delta^{88}Sr$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$) accompanying the processes of underwater deposition of inorganic carbonates is considered using the Lost City hydrothermal field as an example of "natural laboratory". The isotopic characteristics, *T*, and pH of the hydrothermal solution from which carbonate precipitates, changes due to the end member of Lost City fluid is mixed with ocean water. In the isotopic coordinates $^{87}Sr/^{86}Sr$–10^3(Sr/Ca), $^{87}Sr/^{86}Sr$–^{18}O, $^{87}Sr/^{86}Sr$–$\delta^{13}C$, and $^{87}Sr/^{86}Sr$–$\delta^{88}Sr$, the equilibrium lines of DIC and carbonates (*Cc*, *Arag*) with solution were calculated. The observed isotopic characteristics of the Lost City field carbonates are compared with the calculated lines. Due to fast precipitation of carbonates under the gradient of *T* and pH of hydrothermal solutions, the $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{88}Sr$ values are not corresponds to the equilibrium between *Cc*(*Arag*) and water. The $\delta^{18}O$ values of most carbonate edifices vary around the DIC–water equilibrium line with a slight shift to the *Cc*(*Arag*)–water equilibrium line. The values of $\delta^{13}C$ vary between the calculated lines of $\delta^{13}C$ (DIC) and the equilibrated of *Cc* and *Arag* with DIC. The kinetic isotope shift $\Delta^{88}Sr$ in the carbonates of the Lost City field is close to experimental data published on the synthesis of calcite and aragonite from aqueous solutions.

Keywords: Lost City, Atlantis, calcite, aragonite, inorganic carbonate, precipitation rate, $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, $\delta^{88}Sr$, $^{87}Sr/^{86}Sr$, DIC

ПЕТРОЛОГИЯ, 2020, том 28, № 4, с. 431–445

УДК 552.321.6

РЕАКЦИОННЫЕ МИКРОСТРУКТУРЫ В АБИССАЛЬНЫХ ПЕРИДОТИТАХ НА 17°04′–17°10′ с.ш. СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА[1]

© 2020 г. А. Н. Перцев[a], *, В. Е. Бельтенев[b]

[a] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия
[b] АО "Полярная морская геологоразведочная экспедиция",
г. Ломоносов, Петродворцовый р-н, Санкт-Петербург, Россия
*e-mail: alexei_n@igem.ru

Поступила в редакцию 09.12.2018 г.
После доработки 24.12.2019 г.
Принята к публикации 29.12.2019 г.

В ранее неизвестном тектоническом выходе на 17°04′–17°10′ с.ш. Срединно-Атлантического хребта опробованы серпентинизированные перидотиты лерцолит-гарцбургитового состава с реликтами крупнозернистой протогранулярной и порфирокластической основной массы и локальными шпинель-пироксеновыми микроагрегатами. Состав минералов в реликтах крупнозернистой основной массы характерен для абиссальных реститовых перидотитов и соответствует 13–14% фракционного плавления. Шпинель-пироксеновые (шпинель-ортопироксеновые и шпинель-двупироксеновые) микроагрегаты рассматриваются как следы взаимодействия перидотитов с интерстиционным расплавом в процессе перехода к литосферному кондуктивному остыванию при температурах 1100–1000°C. Взаимодействие перидотит–расплав сопровождалось частичным растворением ортопироксена, локальной кристаллизацией шпинели ± клинопироксена, неравномерным снижением содержаний Al и Cr в обоих пироксенах и величины отношения Cr/Al в шпинели. Дополнительным признаком реакционного расплава является общий тренд обогащения магматическими компонентами: клинопироксена лантаноидами, а шпинели цинком. Предполагаемый интерстиционный реакционный расплав был существенно деплетирован несовместимыми элементами по сравнению с расплавами типа MORB. Дальнейшее литосферное охлаждение способствовало "замораживанию" минеральных ассоциаций и реакционных микроагрегатов.

Ключевые слова: абиссальные перидотиты, реакционные микроструктуры, интерстиционный расплав, шпинель, пироксен, лантаноиды, литосфера, кондуктивное охлаждение

DOI: 10.31857/S0869590320040068

ВВЕДЕНИЕ

Согласно современным представлениям, абиссальные (океанические) перидотиты и их офиолитовые аналоги имеют первично-реститовую природу, т.е. представляют собой тугоплавкий остаток после отделения базальтовых магм спрединговых центров в результате разной степени адиабатического декомпрессионного плавления мантийного материала (например, Dick et al., 1984; Johnson et al., 1990; Walter, 2003). Дальнейшие структурно-вещественные преобразования реститовых пород сопровождаются разнообразным взаимодействием с мантийными расплавами, поступающими из источников разной глубинности в зависимости от структурно-геодинамических обстановок. Взаимодействие может происходить с межзерновыми пленками расплава и с потоками, локализованными в каналах повышенной проницаемости; по механизму диффузионного обмена кристалл/расплав и путем растворения и кристаллизации минералов с значительным изменением не только геохимии, но и модального состава (например, Kelemen et al., 1994; Niu et al., 1997; Reiners, 1998; Asimow, 1999; Godard et al., 2000; Seyler et al., 2003; Rampone et al., 2004).

Расплавы типа MORB, поступающие в верхние литосферные горизонты под вулканическими центрами спрединга, насыщены оливином и недосыщены обоими пироксенами (Kelemen et al., 1994). Корреляция параметров валового и модального состава подтверждает кристаллизацию оливина и растворение пироксенов при снижении модального соотношения клинопироксен/ортопироксен (Asimow, 1999; Rampone et al., 2004). Подобный процесс может быть локализован в системе высокопроницаемых каналов, представ-

[1] Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869590320040068 для авторизованных пользователей.

ленных сетью дунитовых жил в перидотитах верхней части мантийного разреза и/или в виде дунитовой мантийно-коровой переходной зоны офиолитов, где, по-видимому, достигается локальное равновесие дунит/MORB при высоком отношении расплав/порода (Kelemen et al., 1994; Suhr, 1999; Godard et al., 2000). Не менее значимо подлитосферное взаимодействие перидотит–расплав противоположной направленности ("рефертилизация"), т.е. изменение валового состава от гарцбургита к лерцолиту и обогащение несовместимыми элементами. Соответствующие расплавы могут поступать с разных уровней магмогенерации и отличаться по составу от MORB (например, Brunelli et al., 2006, 2014). Минералогические и микроструктурные признаки реакций рефертилизации сохраняются гораздо хуже по причине твердопластического течения перидотитовой матрицы в высокотемпературных астеносферных условиях. Тем не менее ряд микроструктурных неоднородностей в перидотитах в виде поздних генераций клинопироксена, частичного замещения ортопироксена клинопироксеном и/или шпинель-клинопироксеновым микроагрегатом интерпретируется как след неполного отделения интерстиционных расплавов при переходе к литосферному режиму кондуктивного охлаждения и описан в медленно- до ультрамедленно-спрединговых ассоциациях абиссальных перидотитов и офиолитах (Seyler et al., 2001, 2007; Suhr et al., 2008; D'Errico et al., 2016; Wang et al., 2019). Сохранность таких микроструктурных неоднородностей объяснима "замораживанием" твердопластического течения в условиях маломощной холодной литосферы под медленно- и ультрамедленно-спрединговыми центрами (Suhr et al., 2008).

Определенные трудности выявления микроструктурных неоднородностей в абиссальных перидотитах обусловлены не только их плохой сохранностью в высокотемпературных условиях, но и последующей плохой сохранностью высокомагнезиальных пород в тектонических обнажениях на дне океанов. Ввиду значительных гидротермальных изменений и подводного выветривания в большинстве тектонических выходов абиссальных перидотитов невозможно не только наблюдать микроструктурные особенности, но даже найти реликты мантийных силикатных минералов. В представленной работе приведены новые данные по ранее неизвестному выходу абиссальных перидотитов в геологической структуре тектонического растяжения Срединно-Атлантического хребта. Материал для работы собран в 37-м рейсе НИС "Профессор Логачев", в ходе которого мы, в частности, впервые выделили и опробовали выходы серпентинизированных ультрамафитов в бортах рифтовой долины САХ, в широтном интервале 16°43′–17°32′ с.ш. Среди этих выходов наибольший интерес представляет перидотитовый массив, интрудированный габброидами и обнаженный в восточном борту рифтовой долины на 17°04′–17°10′ с.ш. В данном массиве, в отличие от соседних, серпентинизированные породы местами сохраняют реликты мантийных минералов и реакционных микроструктурных наложений. Основное внимание в работе сфокусировано на структурно-вещественной неоднородности минералов. Предпринята попытка реконструировать химические тенденции процессов при формировании локальных реакционных структур на основе представительных аналитических данных.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Экспедиционные геологические работы включали опробование драгой и грейфером, что позволило выделить структуру тектонического растяжения с габбро-перидотитовым ядром и собрать коллекции образцов пород для лабораторных исследований. Лабораторные исследования включали комплексное изучение прозрачных шлифов: петрографическое описание, выделение локальных минеральных ассоциаций и химический микроанализ минералов.

Анализы минералов на главные элементы и фотографии в обратно-рассеянных электронах выполнены на электронно-зондовом рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL Superprobe 8200 в центре коллективного пользования "ИГЕМ-аналитика" С.Е. Борисовским (г. Москва). Технические условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, сила тока 50 нА, диаметр фокусировки зонда от 1 до 5 мкм в зависимости от условий задачи. Итерационная поправка на средний атомный номер, поглощение и вторичную флюоресценцию вводилась по модели ZAF-коррекции; в качестве стандартов для калибровки использованы природные минералы.

Редкие элементы в клинопироксенах определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии (Shimizu, Hart, 1982) на приборе CAMECA IMS 4f в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН (ЯФ ФТИАН). Аналитики: С.Г. Симакин и Е.В. Потапов. Технические условия: сфокусированный первичный пучок ионов O_2^- с энергией 10 кэВ (14.5 кэВ на поверхности образца) диаметром около 30 мкм; ток первичных ионов 5–8 нА. Определялись интенсивности вторичных положительных ионов ^{30}Si, ^{89}Y, ^{154}Gd, ^{156}Gd, ^{158}Gd, ^{162}Dy, ^{163}Dy, ^{167}Er, ^{174}Yb; смещение потенциала образца на 100 V; щель энергетической фильтрации 50 эВ (Sobolev, 1996). Каждое измерение включало 5 циклов накопления сигнала; время накопления определялось автоматически в зависимости от интенсивности сигнала. Полученные замеры интенсивностей нормировались к ^{30}Si, содержание которого вводилось по результатам электронно-зондового микроанализа. Поправки для Gd, Yb, Er

на наложение оксидов редкоземельных элементов вычислялись по соответствующей методике (Botazzi et al., 1994). Для контроля калибровки использован авгит KH-1 (Irving, Frey, 1984).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОПРОБОВАНИЕ

Район описываемого выхода глубинных пород расположен в сегменте Срединно-Атлантического хребта (САХ) между трансформными разломами Зеленого мыса (15°20′ с.ш.) на юге и Видал (17°50′ с.ш.) на севере. Полученные в 37-м рейсе НИС "Профессор Логачев" данные показывают, что рифтовая долина САХ в интервале 17°03′–17°10′ с.ш. имеет резко асимметричную форму (рис. 1а). Восточный борт возвышается над днищем рифтовой долины на 2.5 км. По данным батиметрических исследований минимальная зафиксированная глубина вершины восточного борта менее 1500 м, что представляет абсолютный региональный минимум. Западный борт сопряжен с днищем с превышением его склона до 500 м и осложнен обширной террасой шириной 3–6 км. Днище долины расположено в пределах глубин 3500–4000 м, погружаясь к югу до 4500 м. Ширина днища составляет 6–10 км. Неовулканическое поднятие (НВП) с хорошо сохранившимися и опробованными базальтовыми лавами прилегает к восточному краю днища.

Более детальное изучение восточного борта рифтовой долины было проведено в связи с открытием в 2015 г. двух сульфидно-полиметаллических гидротермальных полей "черных курильщиков", развитых на серпентинитах (Победа-1 и -2, рис. 1а). Согласно результатам картировочного опробования на 27 станциях, в восточном борту долины выше глубин 4500–3000 м обнажены серпентинизированные породы с подчиненным количеством габброидов (рис. 1б). Выше по склону на восток, на глубинах менее 2000–2500 м габбро-перидотитовая ассоциация сменяется базальтами с плохо сохранившимися закалочными зонами пиллоу-лав. Образцы серпентинизированных перидотитов получены с 17 станций опробования в широтном интервале 17°04′–17°10′ с.ш. Интерпретация асимметричной геологической структуры (рис. 1б) сделана, исходя из представлений о медленноспрединговых структурах тектонического растяжения, характерных для САХ, где в лежачих боках высокоамплитудных пологих разломов обнажаются ядра мантийных перидотитов, интрудированные габброидами без развития вулканического покрова (Karson, Lawrence, 1997; MacLeod et al., 2009; Smith et al., 2008). Подтверждением высокоамплитудных пологих зон растяжения (рис. 1б) являются активные сульфидные гидротермальные поля ("черные курильщики"), развитые на перидотитовом субстрате и значительно удаленные от осевой зоны рифтовой долины (McCaig et al., 2007; Petersen et al., 2009).

ПЕТРОГРАФИЯ

В восточном борту рифтовой долины САХ, в широтном интервале 17°04′–17°10′ с.ш. (рис. 1а) была собрана коллекция шпинелевых перидотитов, гидротермально измененных в различной степени. В двух перидотитовых образцах, кроме того, установлены неравномерно рассеянный плагиоклаз и габброидные прожилки. Для комплексного изучения отобраны 9 образцов из 6 станций опробования (табл. 1, рис. 1а) с локальной сохранностью реликтовых перидотитовых структур и минеральных ассоциаций без признаков взаимодействия с габброидами. В большинстве образцов с сохранившимися реликтами первичных минералов можно наблюдать первичную средне- и грубозернистую протогранулярную структуру, местами переходную к порфирокластической (Suppl. 1[2], рис. ESM_1.pdf, ESM_2.pdf). Кроме того, для этих образцов характерно локальное наложение микроструктур в виде шпинель-пироксеновых микроагрегатов (рис. ESM_2.pdf, ESM_3.pdf).

Средне- и грубозернистые агрегаты

Реликтовый перидотитовый агрегат (рис. ESM_1.pdf, A) сложен оливином (рис. ESM_1.pdf, A, B), ортопироксеном (рис. ESM_1.pdf, A, C), клинопироксеном (рис. ESM_1.pdf, A, C, D) и шпинелью (рис. ESM_1.pdf, E, F) при неравномерном распределении двух последних. Среднее модальное содержание оливина можно приблизительно оценить в 70–80%. Номенклатурно минеральный состав первичных перидотитов близок к лерцолит-гарцбургитовому переходу, т.е. среднее содержание клинопироксена около 5%. Содержание шпинели менее 1%.

Оливин представлен зернами с первичным размером до 5 мм, насколько можно судить по реликтам с синфазным оптическим погасанием в ячейках петельчатой структуры серпентинизации (рис. ESM_1.pdf, A, B и ESM_2.pdf, A). В ряде случаев сохраняются признаки внутрикристаллических деформаций в виде структур kink band.

Ортопироксен присутствует в виде зерен размером до 5–8 мм и в сростках с клинопироксеном (рис. ESM_1.pdf, A). Зерна часто деформированы, что выражено в искривлении полос спайности. Иногда в окружении порфирокластов ортопироксена размером до нескольких миллиметров

[2] Структурные особенности изучаемых перидотитов представлены на рис. ESM_1.pdf – ESM_3.pdf (Suppl. 1) к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах https://elibrary.ru/ и http://link.springer.com/ соответственно.

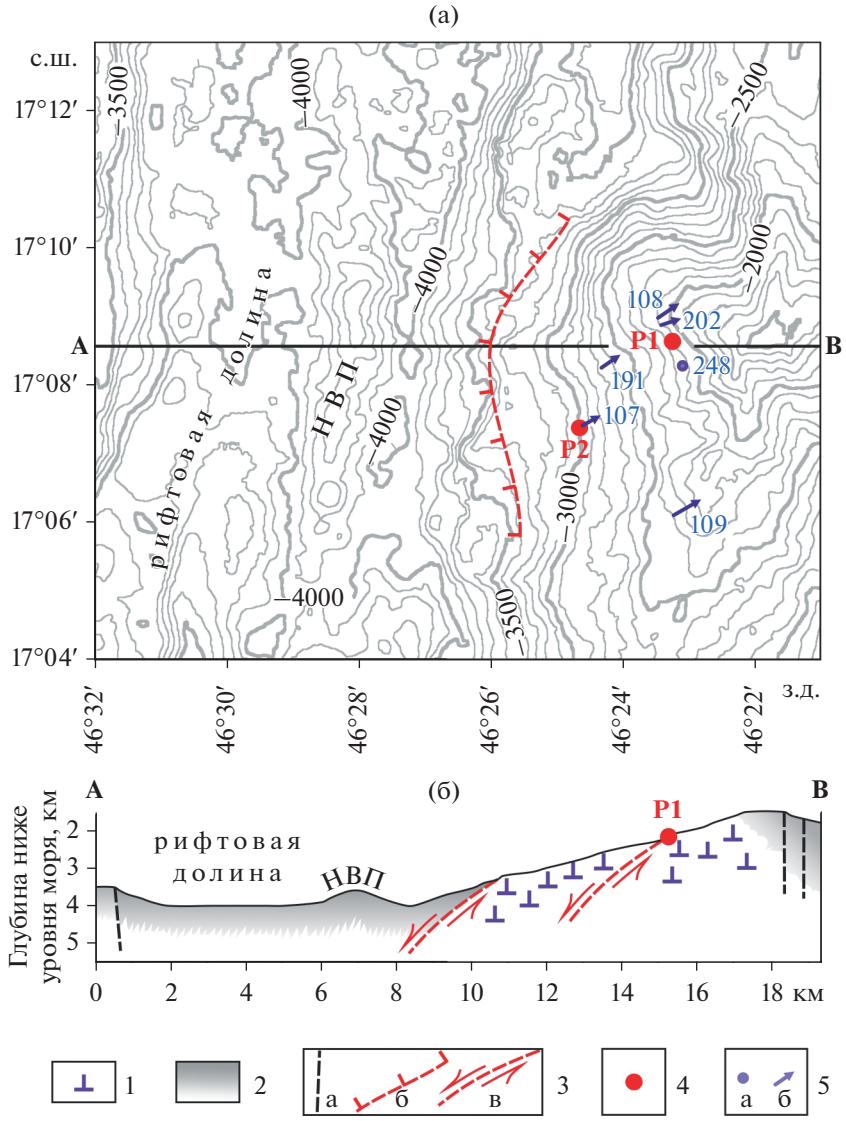

Рис. 1. Батиметрическая карта (а) и разрез по линии А–В (б) с интерпретацией геологической структуры САХ в широтном интервале 17°04′–17°13′ с.ш.
1 – породы габбро-ультрабазитовой ассоциации; 2 – базальты; 3 – предполагаемые разрывные нарушения (а – субвертикальные малоамплитудные разломы на разрезе, б, в – высокоамплитудные разломы растяжения на карте и в разрезе соответственно); 4 – гидротермальные поля Победа-1 и -2 (P1 и P2 соответственно); 5 – станции опробования (а – телегрейфером, б – драгой), где отобраны изученные образцы перидотитов (табл. 1). Остальные 21 станция не показаны. НВП – неовулканическое поднятие (магматический центр спрединга). На разрезе вертикальный масштаб равен горизонтальному.

можно видеть необласты орто- и клинопироксена размером 0.1–1 мм (рис. ESM_1.pdf, C). Для ортопироксена характерны клинопироксеновые ламелли субмикронной размерности.

Клинопироксен представлен в виде деформированных зерен размером до 10 мм, часто порфирокластового облика, а также в виде сростков с зернами ортопироксена (рис. ESM_1.pdf, A, D). Микроскопически наблюдаются ламелли ортопироксена субмикронной размерности. Незначительное количество клинопироксена представлено в виде необластов размером 0.1–1 мм (рис. ESM_1.pdf, C).

Шпинель полупрозрачная и имеет красно-коричневый цвет; как правило, образует ксеноморфные зерна до 2–5 мм в промежутках крупных зерен силикатов, нередко с ветвящимися отростками (рис. ESM_1.pdf, E; ESM_2.pdf, B). Может содержать включения оливина до 0.2 мм. Менее характерная форма шпинели – идиоморфные кристаллы (рис. ESM_1.pdf, F).

Таблица 1. Технические характеристики станций опробования с номерами изученных образцов

Номер станции	Инструмент	Широта (северная), град.	Долгота (восточная), град.	Глубина, м	Номер образца
37L107	Драга	17.1237 17.1256	46.4105 46.4071	3003 2790	107-12, 107-19
37L108	Драга	17.1497 17.1533	46.3913 46.3859	2105 1968	108-01, 108-10
37L109	Драга	17.1017 17.1056	46.3873 46.3804	2400 2190	109-05
37L191	Драга	17.1381 17.1404	46.4047 46.4013	2658 2550	191-06
37L202	Драга	17.1483 17.1493	46.3894 46.3861	2033 1950	202-01
37L248	Телегрейфер	17.1381	46.3851	2115	248-06, 248-07

Шпинель-пироксеновые микроагрегаты

Наложенные шпинель-пироксеновые микроагрегаты являются характерной особенностью изучаемых перидотитов, хотя распространены неравномерно и занимают незначительный объем. Эти микроагрегаты можно наблюдать оптически (рис. ESM_2.pdf, C; ESM_3.pdf, A, B), но точная идентификация пироксенов предпочтительнее в электронной сканирующей микроскопии (рис. ESM_3.pdf, C, D). Микроагрегаты развиваются в краевой части крупных зерен ортопироксена, часто по контакту с оливином. Ортопироксен микроагрегата сохраняет оптическую ориентировку крупного зерна-хозяина. Часто такие микроагрегаты имеют симплектитовый облик с тонким рисунком червеобразных выделений шпинели при объемном содержании последней около 20–25% (рис. ESM_3.pdf, C, D). Соотношение орто- и клинопироксена в микроагрегатах может варьировать в широких пределах. Присутствуют шпинель-ортопироксеновые агрегаты без клинопироксена (рис. ESM_3.pdf, A, C), агрегаты с явным преобладанием клинопироксена (рис. ESM_2.pdf, C; ESM_3.pdf, D), а также агрегаты с промежуточными соотношениями двух пироксенов (рис. ESM_3.pdf, B). В отличие от средне- до грубозернистого агрегата перидотитов, для пироксенов из шпинель-пироксеновых микроагрегатов ламелли распада не характерны. Оливин в составе шпинель-пироксеновых агрегатов нигде не зафиксирован. Проиллюстрированные на рис. ESM_3.pdf шпинель-пироксеновые микроагрегаты в целом позволяют уверенно отделить соответствующие локальные минеральные ассоциации от таковых в более крупнозернистых структурах перидотитов.

Подобное наложение шпинель-пироксеновых микроструктур ранее описано в абиссальных гарцбургитах скважины 1274 ODP в том же сегменте САХ (15°39′ с.ш.) (Seyler et al., 2007; Suhr et al., 2008), наряду с другими типами наложенных симплектитовых микроструктур, не представленными в наших образцах. Такие микроструктуры интерпретируются как следы реакционного взаимодействия ортопироксена с межзерновым расплавом при снижении *P-T* параметров: растворение ортопироксена с обеднением его оставшейся части компонентами $Mg(Al, Cr)AlSiO_6$ и $CaSiO_3$; перераспределение Al_2O_3 и Cr_2O_3 из ортопироксена и расплава в кристаллизующуюся шпинель, а SiO_2 и CaO – в расплав; кристаллизация клинопироксена при достаточном накоплении в расплаве CaO и SiO_2 (Seyler et al., 2007). Похожие пироксен-шпинелевые симплектитовые микроструктуры также отмечены в абиссальных перидотитах из ультрамедленно-спрединговых обстановок: в лерцолите из хребта Гаккеля (D'Errico et al., 2016) и гарцбургитах из Юго-Западного Индийского хребта (Wang et al., 2019).

Вторичные изменения

Многостадийные гидротермальные изменения проявлены в замещении клинопироксена роговой обманкой с выносом Ca, последующей тотальной серпентинизации оливина с выносом Mg, в отальковании и баститизации ортопироксена и частичном замещении шпинели магнетитом. К более поздним процессам относятся развитие хлорита, хризотиловых микропрожилков и карбонатизация. Карбонатизация проявлена в виде широко распространенных псевдоморфоз кальцита по реликтам оливина в ячейках структур петельчатой серпентинизации, а также в виде арагонитовых прожилков, обогащенных Sr. Локальное проявление секущих прожилков самородной меди, по-видимому, связано с наиболее

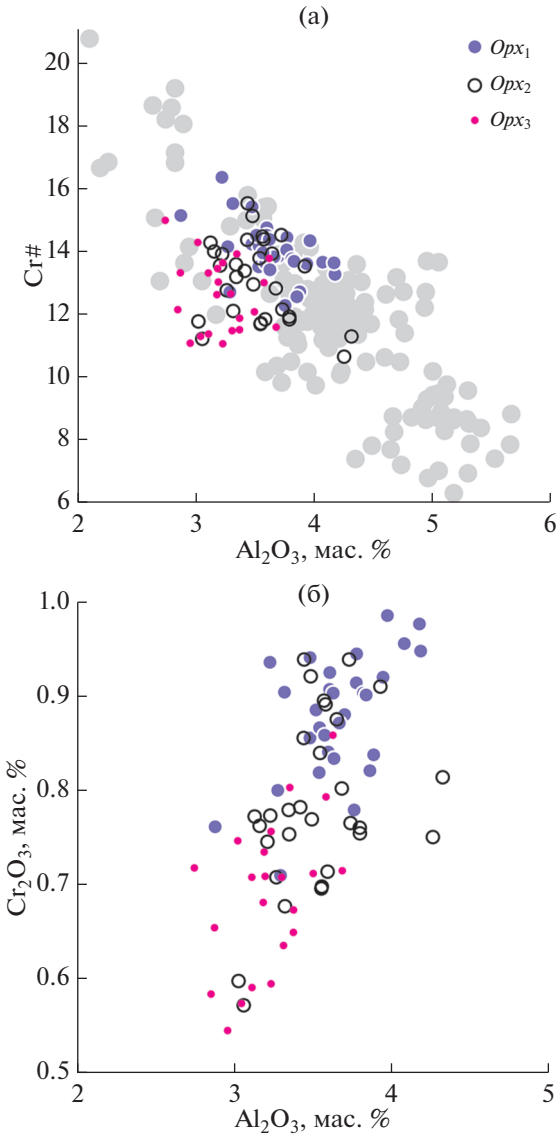

Рис. 2. Вариации состава ортопироксенов по Al и Cr. Серым цветом показаны составы ортопироксенов в абиссальных перидотитах из медленно- и сверхмедленно-спрединговых обстановок, по данным (Michael, Bonatti, 1985; Dick, 1989; Komor et al., 1990; Ghose et al., 1996; Stephens et al., 1997; Brunelli et al., 2003).

высокотемпературными гидротермальными событиями, тогда как появление сульфидов железа – с более низкотемпературными. Вторичные изменения в целом приводят к серьезному искажению соотношений породообразующих элементов (Si, Fe, Mg, Ca). Поэтому валовые составы пород для изучения наложенных микроструктурных осложнений не представляются информативными. Основное внимание в работе сконцентрировано на детальном изучении состава минералов.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ

Для поиска закономерностей композиционной неоднородности минералов анализы пироксенов и шпинели были распределены по трем основным структурным позициям, выделяемым на основании приведенных выше петрографических особенностей: (1) ядра крупных (>1 мм) зерен в средне- и грубозернистых агрегатах; (2) края крупных зерен и мелкие зерна, включая необласты и шпинелевые интерстиционные отростки, в средне- и грубозернистых агрегатах; (3) наложенные шпинель-пироксеновые микроагрегаты. Эти три типа минеральных ассоциаций хорошо различимы для химически наиболее информативных минералов: ортопироксена, клинопироксена и шпинели. Соответствующие обозначения разновидностей минералов: $Opx_{1, 2, 3}$, $Cpx_{1, 2, 3}$ и $Spl_{1, 2, 3}$. Для оливина привязка к структурным разновидностям (1) и (2) крайне затруднительна ввиду фрагментарной сохранности, а в позиции (3) оливин не обнаружен. Анализы пироксенов и шпинели представлены в Suppl. 2[3]: таблицы ESM_4.xls– ESM_7.xls.

Оливин имеет обычный для абиссальных перидотитов состав без каких-либо закономерных вариаций в пределах одного образца или всей изученной коллекции: форстеритовый минал составляет в среднем 90.34 ± 0.31 мол. %. Содержания MnO, NiO и CaO составляют 0.130 ± 0.025, 0.39 ± 0.03 и 0.046 ± ± 0.018 мас. % соответственно.

Ортопироксен. В целом по Mg# (100 × Mg/(Mg + + Fe), ат. кол-ва) и примеси TiO_2 явных различий между Opx_1, Opx_2 и Opx_3 или в пределах этих разновидностей не выявлено. Mg# в среднем составляет 90.93 ± 0.38, содержание TiO_2 не превышает 0.15 мас. %, в среднем 0.04 ± 0.02 мас. %. (ESM_4.xls).

Значимые вариации состава ортопироксена независимо от выделяемых нами разновидностей проявлены по соотношениям Cr и Al (рис. 2). Предполагается, что в целом в реститовых ортопироксенах абиссальных перидотитов при возрастании степени частичного плавления снижается содержание Al_2O_3 и возрастает содержание Cr_2O_3, поскольку эти два элемента имеют противоположные свойства по совместимости с расплавом и кристаллическим агрегатом (например, Seyler et al., 2003; Brunelli et al., 2003). Отрицательная корреляция Cr и Al, связанная с деплетированием, значительно осложнена трендами, обусловленными снижением растворимости компонента $Mg(Al,Cr)AlSiO_6$ в ортопироксене при уменьшении *P-T* условий при астеносфер-

[3] Химические составы минералов изучаемых перидотитов представлены в таблицах ESM_4.xls – ESM_7.xls (Suppl. 2) к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах https://elibrary.ru/ и http://link.springer.com/ соответственно.

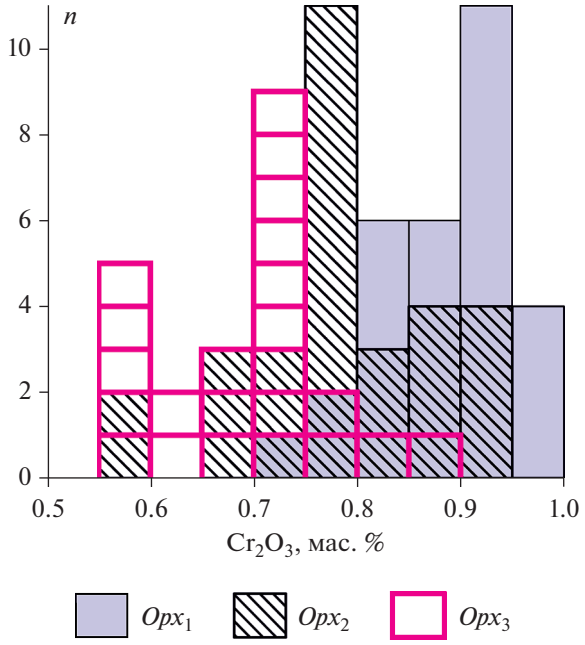

Рис. 3. Распределение концентраций Cr_2O_3 по трем выделяемым петрографическим разновидностям ортопироксена.
По вертикальной оси (*n*) – количество анализов (см. в Suppl. 2, ESM_4.xls).

но-литосферном переходе (Seyler et al., 2003, 2007). Наложенные тренды также выражены, но значительно слабее, в понижении хромистости (Cr# = 100 × Cr/(Cr + Al), ат. кол-ва), поэтому на графике Al_2O_3–Cr# можно видеть общий тренд деплетирования ортопироксена абиссальных перидотитов и положение на нем изученных нами ортопироксенов (рис. 2а). На рис. 2а перидотиты интервала 17°04′–17°10′ с.ш. САХ соответствуют степени деплетирования несколько выше средней части диапазона, известного для абиссальных перидотитов медленно- и сверхмедленно-спрединговых обстановок.

Независимо от выделяемых нами разновидностей ($Opx_{1,2,3}$), намечается общий тренд одновременного снижения концентраций Al и Cr (рис. 2б), соответствующий постепенному очищению $Opx_{2,3}$ от примесей Cr и Al по сравнению с Opx_1. Эта общая закономерность осложняется заметным перекрытием составов. В частности, около половины составов центральных частей крупных зерен также оказываются относительно обедненными Cr и Al. Тем не менее по содержанию Cr_2O_3 выделяемые разновидности ортопироксена имеют более или менее обособленные статистические максимумы (рис. 3).

Клинопироксен. Значения Mg# в клинопироксене находятся в диапазоне от 90.3 до 93.5 без каких-либо закономерных вариаций. По соотноше-

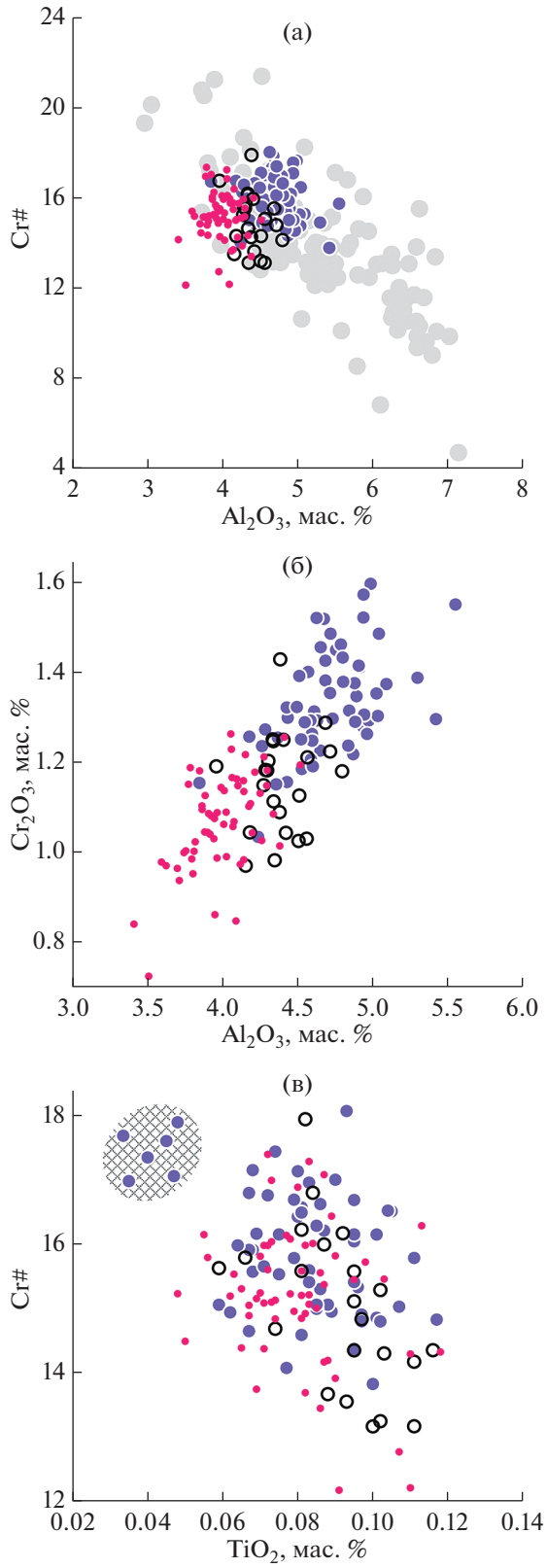

Рис. 4. Вариации состава клинопироксена.
Условные обозначения аналогичны таковым для ортопироксенов на рис. 2. Заштрихованная область на диаграмме (в) – состав наиболее раннего клинопироксена.

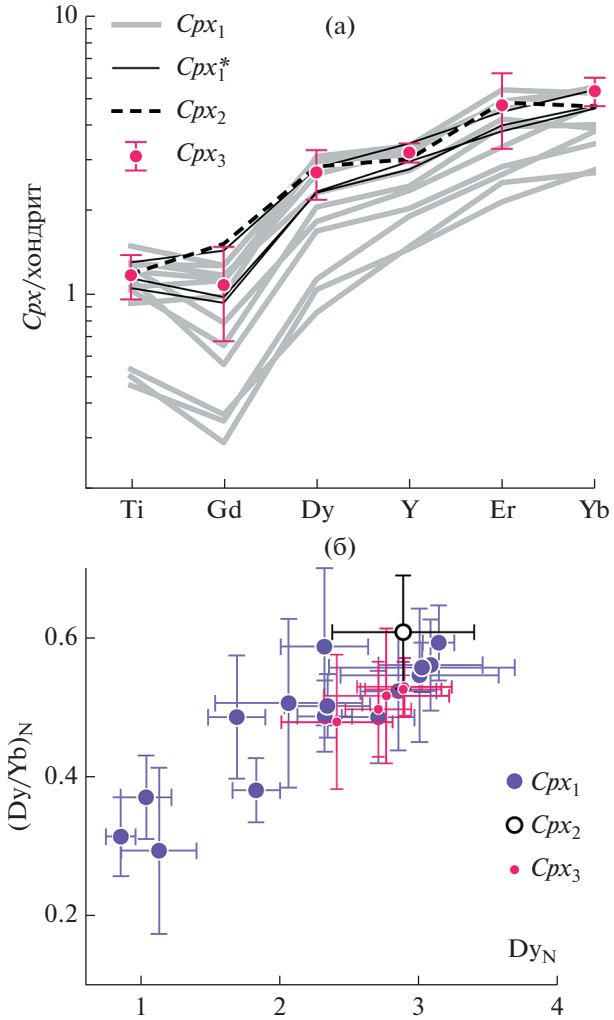

Рис. 5. Вариации состава клинопироксена по редким несовместимым элементам:
(а) спектры элементов-примесей. Cpx_1^* – составы, используемые в дальнейших расчетах; Cpx_3 – среднее из пяти локальных анализов с интервалами погрешности (1σ);
(б) корреляция содержания Dy и отношения Dy/Yb с интервалами погрешности (1σ). Концентрации элементов нормированы к хондриту C1 (Sun, McDonough, 1989).

нию Al и Cr в клинопироксене проявляются такие же закономерности, как и в ортопироксене. Как и в случае с ортопироксеном изучаемые клинопироксены соответствуют степени деплетирования выше среднего на общем фоне абиссальных перидотитов (рис. 4а). В отличие от ортопироксенов разновидности $Cpx_{1,2,3}$ на диаграмме Al_2O_3–Cr_2O_3 более обособлены (рис. 4б). По содержанию TiO_2 разновидности $Cpx_{1,2,3}$ значительно перекрываются, хотя общая тенденция возрастания концентрации TiO_2 со снижением Cr# намечается (рис. 4в).

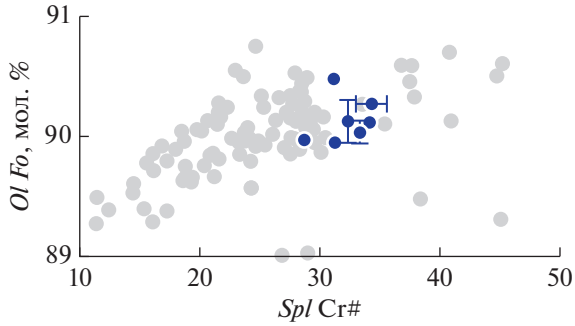

Рис. 6. Диаграмма Cr# шпинели и содержания форстеритового минала в ассоциирующем оливине. Интервалы погрешности (1σ) показаны, если они выходят за пределы условного знака. Серым цветом показаны ассоциации абиссальных перидотитов медленно- и сверхмедленно-спрединговых обстановок, по данным (Michael, Bonatti, 1985; Dick, 1989; Komor et al., 1990; Ghose et al., 1996; Stephens et al., 1997; Brunelli et al., 2003).

Содержания легких и средних лантаноидов не выше сотых долей ppm в изучаемых клинопироксенах не позволили проанализировать эти элементы методом вторично-ионной масс-спектрометрии. Количественные данные получены только по тяжелым лантаноидам (Gd, Dy, Er и Yb), а также по Y. Были выполнены 15 локальных анализов Cpx_1, один – Cpx_2 и пять – Cpx_3 (табл. ESM_7.xls). Спектры по элементам Ti, Gd, Dy, Y, Er и Yb, взятым в порядке снижения их несовместимости (Sun, McDonough, 1989), обнаруживают заметную неоднородность Cpx_1 с обособлением наиболее низкотитанистых деплетированных составов (рис. 5а). Остальные 12 анализов Cpx_1 формируют диапазон относительно обогащенных составов, в которых обогащение более несовместимыми Ti, Gd и Dy проявлено сильнее, чем менее несовместимыми Y, Er и Yb. Имеющиеся составы $Cpx_{2,3}$ соответствуют верхней части диапазона Cpx_1 (рис. 5а). Показателем относительного обогащения, таким образом, может служить содержание Dy и отношение Dy/Yb, которые формируют соответствующий общий тренд (рис. 5б). По этому показателю самый деплетированный состав сохраняется лишь в трех низкотитанистых ядрах крупных зерен клинопироксена, которые попадают в заштрихованное поле на рис. 4в. Значительная часть Cpx_1, по-видимому, претерпела обогащение, возможно, в генетической связи с наложенными шпинель-пироксеновыми агрегатами.

Аналогичное изучение геохимии клинопироксена в абиссальных перидотитах на 15°39′ с.ш. САХ с шпинель-пироксеновыми микроагрегатами показало однородность состава клинопироксена и отсутствие различий между структурными разновидностями по спектрам лантаноидов, что объясня-

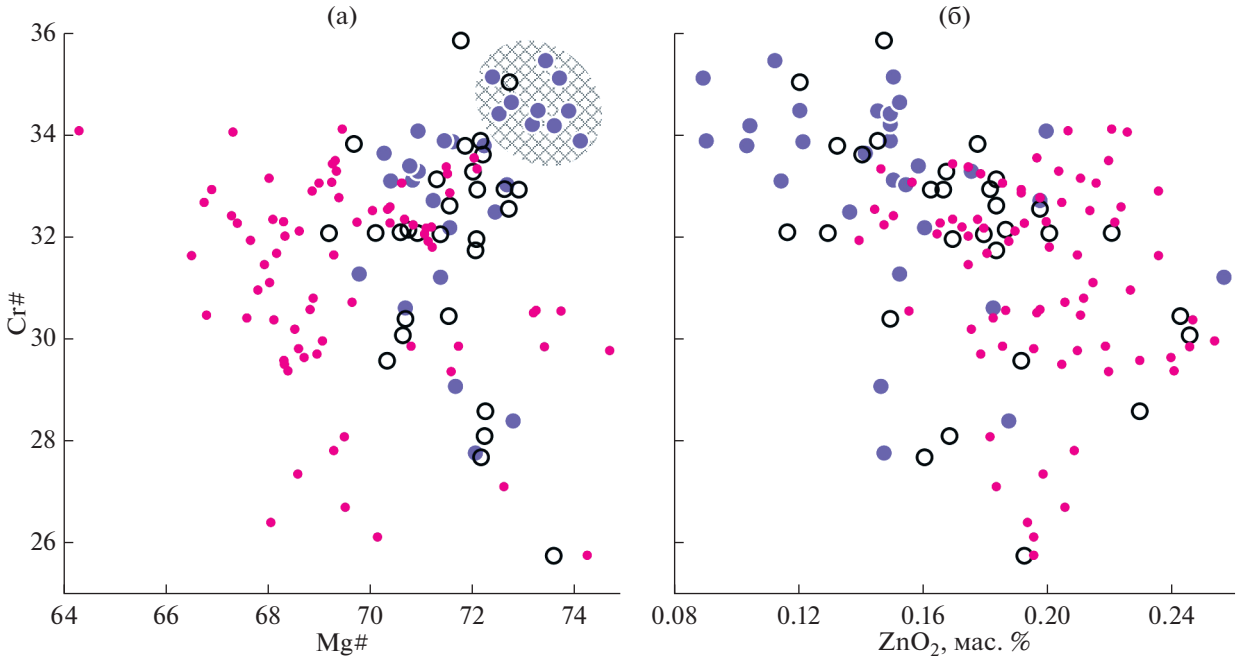

Рис. 7. Вариации состава шпинели.
Обозначения Spl_1, Spl_2 и Spl_3 аналогичны Opx_1, Opx_2 и Opx_3 соответственно на рис. 2. Заштрихованная область – состав предположительно наиболее близкий к первичной реститовой шпинели.

ется достижением равновесия клинопироксена с интерстиционным расплавом (Seyler et al., 2007).

Шпинель. В качестве одного из главных индикаторов степени деплетирования мантии используется хромистость шпинели из шпинелевых перидотитов (Hellebrand et al., 2001; 2002). Spl_1 по Cr# и форстеритовой составляющей ассоциирующего оливина отвечает относительно деплетированной части диапазона, характерного для абиссальных перидотитов медленно- и сверхмедленно-спрединговых обстановок (рис. 6).

Различия между Spl_1, Spl_2 и Spl_3 можно видеть в вариациях состава шпинели по Cr# и Mg# (рис. 7а). Переход от Spl_1 к $Spl_{2,\,3}$ в целом сопровождается одновременным снижением Mg# и Cr#. Эта корреляция объяснима регрессивным переуравновешиванием с пироксенами при участии интерстиционного расплава в результате ограничения растворимости компонента $Mg(Al,Cr)AlSiO_6$ в пироксенах и обменных реакций Mg-Fe силикат/шпинель. Вместе с тем составы Spl_2 и Spl_3 с наименьшими значениями Mg# и Cr# (наиболее удаленные от основного поля составов Spl_1) в целом обнаруживают обратную корреляцию Cr# и Mg#, что можно объяснить дальнейшим регрессивным переуравновешиванием силикат/шпинель без участия расплава и без изменения хромистости. Это обусловлено более высоким химическим сродством шпинелей с более высоким значением Cr# к Fe^{2+} относительно Mg (Аранович, Косякова, 1980; Аранович, 1991). Наиболее высокие значения Cr# и Mg# сохраняются в обособленном поле Spl_1, куда попадает один анализ Spl_2 и ни одного анализа Spl_3 (рис. 7а). По-видимому, это поле, обозначенное на рис. 7а штриховкой, наиболее близко к первичному составу реститовых шпинелей с хромистостью 33.8–35.5. Соответствующая степень фракционного плавления составляет приблизительно 13–14%, согласно эмпирической формуле (Hellebrand et al., 2001). Другой важной особенностью вариаций состава шпинелей является общее относительное обогащение ZnO при переходе от Spl_1 к $Spl_{2,\,3}$ (рис. 7б).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные данные по составу минералов показывают, что изучаемые ультрамафиты относятся к типичным абиссальным перидотитам первичнореститовой природы с фрагментарно сохранившимися протогранулярными до порфирокластических средне- и грубозернистыми структурами. Состав первичной шпинели средне- и грубозернистых агрегатов отвечает степени частичного фракционного плавления около 13–14%.

Присутствие в изученных шпинелевых перидотитах шпинель-двупироксеновой ассоциации как в среднезернистой основной массе, так и в шпинель-пироксеновых микроагрегатах свидетельствует о формировании наблюдаемых минеральных ассоциаций в условиях шпинель-пери-

Таблица 2. Оценки температур по ортопироксен-шпинель-оливиновым ассоциациям

Номер образца	Ортопироксен: № в ESM_4.xls	Шпинель: № в ESM_6.xls	Оливин *XFa*	Ортопироксен *XFs*	*T*,°C
		$Opx_1 + Spl_1 + Ol$			
107-12	1	222–223	0.094	0.092	1070
107-19	2	225	0.095	0.089	1150
108-01	9	227	0.089	0.083	1070
108-10	12–15	238–241	0.093	0.086	1050
108-10	16–18	228–230	0.093	0.088	1110
191-06	21–23	242–244	0.093	0.086	1080
248-06	25	245–246	0.092	0.083	1080
248-07	30	250	0.094	0.090	1120
		$Opx_2 + Spl_2 + Ol$			
107-19	36	254–255	0.095	0.093	1060
191-06	46–47	260–262	0.093	0.088	1020
		$Opx_3 + Spl_3 + Ol$			
107-19	59	281	0.095	0.090	950
107-19	57	285	0.095	0.089	1020
108-01	61	287	0.086	0.083	930
109-05	62–65	298–303	0.088	0.085	910
109-05	66	304–305	0.086	0.081	870
202-01	68–70	327	0.094	0.090	1050
248-06	76–77	336–337	0.091	0.091	940

дотитовой фации глубинности, т.е. при давлениях 1–2.2 ГПа (O'Hara et al., 1971; Yoder, 1976; Gasparik, 2000), что приблизительно отвечает глубинам 30–39 км, а также свидетельствует о перемещении мантийного материала в верхние горизонты литосферы в "замороженном" состоянии.

Для оценки температур использован метод, основанный на анализе концентрации Al_2O_3 в ортопироксене в ассоциации с шпинелью и оливином, согласно модельной реакции по схеме:

$$\left[(\mathrm{Mg,Fe})_2\,\mathrm{Si_2O_6}\right]_{Opx} + \left[(\mathrm{Mg,Fe})\,\mathrm{Al_2O_4}\right]_{Spl} = \\ = \left[(\mathrm{Mg,Fe})\,\mathrm{Al_2SiO_6}\right]_{Opx} + \left[(\mathrm{Mg,Fe})_2\,\mathrm{SiO_4}\right]_{Ol}.$$

Растворимость Al_2O_3 в ортопироксене в этой ассоциации существенно зависит от температуры и почти не зависит от давления (Косякова и др., 2005). Метод оценки температуры учитывает поправки на содержание Cr в шпинели (Косякова и др., 2005; Liermann, Ganguly, 2003). Ранее этот метод с учетом содержания Cr в шпинели уже применялся для изучения абиссальных перидотитов (Перцев и др., 2009). В отличии от термометров, основанных на Fe-Mg распределениях, данный метод характеризуется более высокой разрешающей способностью и слабой зависимостью от ретроградных реакций Fe-Mg обмена сосуществующих минералов (Pattison, Begin, 1994; Aranovich, Berman, 1997).

В высокомагнезиальных оливин-ортопироксеновых ассоциациях Fe/Mg отношения этих сосуществующих минералов очень близки ($XFa_{Ol} \approx XFs_{Opx}$), где XFa_{Ol} и XFs_{Opx} – мольные доли Fe_2SiO_4 в оливине и $FeSiO_3$ в ортопироксене соответственно. Если в умеренно- и низкомагнезиальных ассоциациях $XFa_{Ol} > XFs_{Opx}$, то смещение в высокомагнезиальную область постепенно изменяет это соотношение до обратного ($XFa_{Ol} < XFs_{Opx}$). По экспериментальным данным при Mg# ≈ 90 такая инверсия ожидаема для $T < 800$°C (Aranovich, Berman, 1996). Поскольку в нашей работе XFa_{Ol} и XFs_{Opx} варьируют от 0.083 до 0.095, то приблизительное равенство ($XFa_{Ol} \approx XFs_{Opx}$) в локальных равновесиях $Opx + Ol_{Opx}$, по-видимому, может нарушаться и в ту и в другую сторону. Наилучшая сохранность характерна для равновесной ассоциации $Spl_1 + Opx_1 + Ol$, выделяемой для ранних средне- и грубозернистых агрегатов шпинеле-

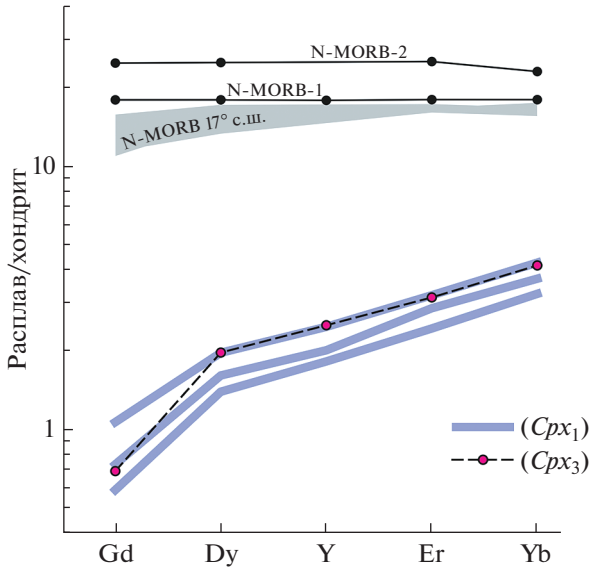

Рис. 8. Концентрации Gd, Dy, Y, Er и Yb в реакционном расплаве, рассчитанные по составу обогащенных Cpx_1 и Cpx_3 из наиболее высокотемпературной локальной ассоциации $Opx_3 + Spl_3 + Ol$.
Для сравнения показаны обобщенные составы N-MORB-1 и -2 (Sun, McDonough, 1989; Hofmann, 1988 соответственно). MORB 17° с.ш. – валовый состав базальтовых лав из НВП (см. рис. 1) в широтном интервале 17°06′–17°10′ с.ш. (В.Е. Бельтенев, неопубликованные данные). Концентрации элементов нормированы к хондриту C1 (Sun, McDonough, 1989).

вых перидотитов, где во всех случаях $XFa_{Ol} > XFs_{Opx}$, а температурные оценки наиболее высокие. Равновесия этих же минералов, выделяемые по принципу локальных ассоциаций микроагрегатов, обнаруживают более сложные вариации состава, вследствие наложения ретроградных процессов. Однако предсказуемое нарушение равновесия с перераспределением только Mg и Fe между *Ol* и *Opx* в результате низкотемпературных (400–750°C) преобразований (Aranovich, Berman, 1996) очень слабо влияет на результаты термометрии, основанной на растворимости Al в ортопироксене (Pattison, Begin, 1994; Aranovich, Berman, 1997). Так, в изучаемых перидотитах максимальный диапазон вариаций XFa_{Ol} (0.084–0.094), выявлен в обр. 37L108-10. Колебания в пределах этого диапазона соответствуют искажению расчетной температуры в пределах ±15°C.

Полученные температурные оценки (табл. 2) для центральных частей зерен средне- и грубозернистых агрегатов ($Opx_1 + Spl_1 + Ol$) и краевых частей зерен с необластами ($Opx_2 + Spl_2 + Ol$) находятся в интервале 1150–1000°C и могут быть интерпретированы как температура “замораживания” твердо-пластического течения при переходе от адиабатического режима астеносферы к литосферному режиму кондуктивного охлаждения перидотитов (Suhr et al., 2008). По-видимому, дальнейшее остывание не могло привести к переуравновешиванию ассоциаций $Opx_1 + Spl_1 + Ol$ и $Opx_2 + Spl_2 + Ol$. Предполагается, что такой переход с изменением физического состояния мантийного материала происходит при температурах 1100–1000°C (Nicolas, 2012). Оценки температур для шпинель-пироксеновых микроагрегатов ($Opx_3 + Spl_3 + Ol$) там, где можно было выделить локальные шпинель-ортопироксен-оливиновые ассоциации, находятся в интервале 1050–870°C. Температуры ниже 1000°C для $Opx_3 + Spl_3$, по-видимому, отражают позднюю локальную перекристаллизацию в литосферных условиях части микроагрегатов на краях зерен ортопироксена и в интерстициях.

Различия в составе пироксенов и шпинели во внутренних частях наиболее крупных зерен (Opx_1, Cpx_1, Spl_1), по сравнению с краями этих зерен и необластами (Opx_2, Cpx_2, Spl_2), а также по сравнению с шпинель-пироксеновыми микроагрегатами (Opx_3, Cpx_3, Spl_3) проявлены в целом статистически, со значительным перекрытием полей (рис. 2, 3, 4, 7). Мы не рассматриваем изученные шпинель-пироксеновые агрегаты, в том числе симплектитовые, в качестве структур декомпрессионного распада граната, которые описаны в перидотитовых ассоциациях, не имеющих отношения к субокеаническим (например, Morishita, Arai, 2003; Falus et al., 2007; Odashima et al., 2008; Shimizu et al., 2008; Malaviarachchi et al., 2010; Obata, Ozava, 2011) по очевидным причинам: (1) несоответствие составу граната, (2) отсутствие аномаль-

ного обогащения симплектитового клинопироксена (Cpx_3) тяжелыми лантаноидами.

Установленная общая тенденция обогащения клинопироксена магматическими компонентами, такими как Ti, лантаноиды и Y (рис. 4в, 5), а шпинели цинком (рис. 7б) согласуется с представлениями о том, что наложенные шпинель-клинопироксеновые микроагрегаты могут быть следами взаимодействия перидотитов с интерстиционным расплавом при снижении *P-T* условий. Температурные оценки согласуются с такими представлениями, поскольку подтверждают "замораживание" минеральных равновесий в средне- и грубозернистых агрегатах при температурах, характерных для перехода к режиму кондуктивного литосферного охлаждения (1150–1000°C).

Если принять, что клинопироксен, наиболее обогащенный Ti, Gd, Dy, Y, Er и Yb, находился в локальных равновесиях с интерстиционным расплавом, то температуру таких равновесий следует оценить как >1000°C, поскольку значительное обогащение локально проявлено и в крупных зернах структурных ассоциаций $Opx_1 + Spl_1$ (рис. 5). Мы рассчитали возможные концентрации Gd, Dy, Y, Er и Yb в реакционном расплаве по равновесиям с клинопироксеном, используя модель распределения клинопироксен/расплав для безводных расплавов (Wood, Blundy, 1997) и ионные радиусы катионов из работы (Shannon, 1976). Расчеты произведены с составом Cpx_3 из наиболее высокотемпературной локальной ассоциации $Opx_3 + Spl_3 + Ol$ (1050°C, табл. 2), а также с тремя составами Cpx_1, из наиболее обогащенных лантаноидами и титаном ("Cpx_1^*" на рис. 5а). Заданные условия: 1 ГПа, 1100°C. Расчетные концентрации элементов показывают исключительно деплетированный характер расплавов по сравнению с N-MORB как по абсолютным величинам, так и по наклону спектров (более низким отношениям Gd/Yb и Dy/Yb) (рис. 8). Если задать более высокую температуру равновесия клинопироксен/расплав (например, 1200°C), то таким образом можно немного увеличить расчетные концентрации Gd, Dy, Y, Er и Yb в расплаве, но соотношения с N-MORB принципиально не изменятся. В отличие от перидотитов, изученных на 15°39′ с.ш. САХ (Seyler et al., 2007), в ассоциациях из нашей работы не выявлено наложенное обогащение легкими лантаноидами, что может быть связано с более деплетированным геохимическим типом расплава. Сохранность микроструктурных следов взаимодействия перидотита с интерстиционным расплавом можно объяснить условиями астеносферно-литосферного перехода, при которых мощная холодная литосфера в медленно-спрединговых обстановках обеспечивает быстрое кондуктивное охлаждение с "замораживанием" минеральных равновесий и микроструктурных неоднородностей (Suhr et al., 2008).

Вместе с тем модель реакционного интерстиционного расплава (Seyler et al., 2007) порождает вопросы, ответы на которые неясны. Главный вопрос, по-видимому, заключается в происхождении расплава, реакционного по отношению к ортопироксену, но из которого способны кристаллизоваться клинопироксен и шпинель. По мнению М. Сейлер с соавторами (со ссылками на экспериментальные работы), такой расплав был, скорее всего, дополнительным глубинным продуктом частичного плавления лерцолитов в условиях шпинелевой или гранатовой фаций (Seyler et al., 2001). Если поступающий реакционный расплав имел более глубинное происхождение, то в каком соотношении он мог смешиваться с генерируемыми менее глубинными выплавками? Не ясно также, что и в какой степени повлияло на локальное обогащение клинопироксена и шпинели магматическими компонентами: поступление интерстиционного расплава или его частичная кристаллизация с началом охлаждения?

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенной работы был впервые изучен выход серпентинизированных ультрабазитов на 17°04′–17°10′ с.ш. Срединно-Атлантического хребта, обнаженный в лежачем боку высокоамплитудного разлома растяжения. Ультрабазиты относятся к абиссальным шпинелевым перидотитам лерцолит-гарцбургитового состава. Состав первичной хромшпинели соответствует степени фракционного деплетирования 13–14%. Появление наложенных шпинель-пироксеновых микроагрегатов на фоне средне- и грубозернистой протогранулярной и порфирокластической матрицы может быть объяснено реакционным воздействием интерстиционного расплава с частичным растворением ортопироксена и кристаллизацией поздней шпинели и клинопироксена, что сопровождалось общим снижением в пироксенах примесей Al и Cr, в ортопироксене Ca, а в шпинели отношения Cr/Al. Влияние интерстиционного расплава проявилось также в тенденции обогащения минералов магматическими компонентами: клинопироксена Ti, лантаноидами и Y, а шпинели Zn. Взаимодействие с интерстиционным расплавом происходило в шпинелевой фации глубинности при температурах выше 1000°C и могло быть вызвано снижением *P-T* условий в связи с переходом к литосферному режиму кондуктивного охлаждения с последующим "замораживанием" минеральных равновесий и структурных микронеоднородностей. Предпола-

гаемый интерстиционный реакционный расплав был значительно обеднен несовместимыми элементами по сравнению с расплавами типа MORB.

Благодарности. Авторы высоко ценят консультации, оказанные Л.Я. Арановичем, а также признательны С.А. Силантьеву, Г.В. Ледневой и анонимному рецензенту за критический анализ первой версии статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГЕМ РАН по теме 0136-2018-0025 и при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 18-05-00861 и № 18-05-00691). Экспедиционные работы (37-й рейс НИС "Профессор Логачев") финансировало Федеральное агентство по недропользованию Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аранович Л.Я. Минеральные равновесия многокомпонентных твердых растворов. М.: Наука, 1991. 387 с.

Аранович Л.Я., Косякова Н.А. Гранат-шпинелевый геотермометр для глубинных пород // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 4. С. 978–981.

Косякова Н.А., Аранович Л.Я., Подлесский К.К. Равновесия глиноземистой шпинели с ортопироксеном в системе $FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$: новые экспериментальные данные и термодинамические расчеты // Докл. АН. 2005. Т. 400. № 1. С. 78–82.

Перцев А.Н., Бортников Н.С., Аранович Л.Я. и др. Взаимодействие перидотит/расплав под Срединно-Атлантическим хребтом в переходных условиях шпинелевой и плагиоклазовой фаций: особенности перидотитов на 13° с.ш. // Петрология. 2009. Т. 17. № 2. С. 139–153.

Aranovich L.Y., Berman R.G. Optimized standard state and solution properties of minerals // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. № 1–2. P. 25–37.

Aranovich L.Y., Berman R.G. A new garnet-orthopyroxene thermometer based on reversed Al_2O_3 solubility in $FeO–Al_2O_3–SiO_2$ orthopyroxene // Amer. Mineral. 1997. V. 82. P. 345–353.

Asimow P.D. A model that reconciles major- and trace-element data from abyssal peridotites // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 169. № 3–4. P. 303–319.

Botazzi P., Ottolini L., Vannucci R., Zanetti A. An accurate procedure for the quantification of rare earth elements in silicates // Eds. A. Benninghoven, Y. Nihei, R. Shimizu. Proceedings of the Ninth International Conference on Secondary Ion Mass Spectrometry–SIMS IX. Chichester: John Wiley, 1994. P. 927–930.

Brunelli D., Cipriani A., Ottolini L. et al. Mantle peridotites from the Bouvet triple junction region, South Atlantic // Terra Nova. 2003. V. 15. № 3. P. 194–203.

Brunelli D., Seyler M., Cipriani A. et al. Discontinuous melt extraction and weak refertilization of mantle peridotites at the Vema lithospheric section (Mid-Atlantic Ridge) // J. Petrol. 2006. V. 47. № 4. P. 745–771.

Brunelli D., Paganelli E., Seyler M. Percolation of enriched melts during incremental open-system melting in the spinel field: A REE approach to abyssal peridotites from the Southwest Indian Ridge // Geochim. Cosmochim. Acta. 2014. V. 127. P. 190–203.

D'Errico M E., Warren J M., Godard M. Evidence for chemically heterogeneous Arctic mantle beneath the Gakkel Ridge // Geochim. Cosmochim. Acta. 2016. V. 174. P. 291–312.

Dick H.J., Fisher R.L., Bryan W.B. Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 69. № 1. P. 88–106.

Dick H.J. Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 71–105.

Falus G., Szabó C., Kovács I. et al. Symplectite in spinel lherzolite xenoliths from the Little Hungarian Plain, Western Hungary: A key for understanding the complex history of the upper mantle of the Pannonian Basin // Lithos. 2007. V. 94. № 1. P. 230–247.

Gasparik T. An internally consistent thermodynamic model for the system $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ derived primarily from phase equilibrium data // J. Geol. 2000. V. 108. P. 103–119.

Ghose I., Cannat M., Seyler M. Transform fault effect on mantle melting in the MARK area (Mid-Atlantic Ridge south of the Kane transform) // Geology. 1996. V. 24. № 12. P. 1139–1142.

Godard M., Jousselin D., Bodinier J.L. Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeo-spreading centre: a study of the mantle section in the Oman ophiolite // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 180. № 1–2. P. 133–148.

Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J., Hofmann A.W. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // Nature. 2001. V. 410. № 6829. P. 677–681.

Hellebrand E., Snow J.E., Hoppe P., Hofmann A.W. Garnet-field melting and late-stage refertilization in 'residual'abyssal peridotites from the Central Indian Ridge // J. Petrology. 2002. V. 43. № 12. P. 2305–2338.

Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 297–314.

Irving A.J., Frey F.A. Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: Constraints on partition coefficients and megacryst genesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 1201–1221.

Johnson K.T.M., Dick H.J.B., Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 1990. V. 95. № B3. P. 2661–2678.

Karson J.A., Lawrence R.M. Tectonic setting of serpentinite exposures on the western median valley wall of the MARK area in the vicinity of Site 920 // Proceedings-Ocean Drill-

ing Program Scientific Results. National Science Foundation. 1997. P. 5–22.

Kelemen P.B., Shimizu N., Salters V.J.M. Focussed flow of melt in the upper mantle: Extraction of MORB beneath oceanic spreading ridges // Mineral. Magazine. 1994. V. A 58. P. 466–467.

Komor S.C. Abyssal peridotite from ODP Hole 670A (21°10' N, 45°02' W): Residues of mantle melting exposed by nonconstructive axial divergence // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1990. V. 106. P. 85–101.

Liermann H.P., Ganguly J. Fe^{2+}-Mg fractionantion between orthopyroxene and spinel: experimental calibration in the system $FeO–MgO–Al_2O_3–Cr_2O_3–SiO_2$, and application // Contrib. Mineral. Petrol. 2003. V. 145. P. 217–227.

MacLeod C.J., Searle R.C., Murton B.J. et al. Life cycle of oceanic core complexes // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 287. № 3–4. P. 333–344.

Malaviarachchi S.P. K., Makishima A., Nakamura E. Melt-peridotite reactions and fluid metasomatism in the upper mantle, revealed from the geochemistry of peridotite and gabbro from the Horoman Peridotite Massif, Japan // J. Petrology. 2010. V. 51. № 7. P. 1417–1445.

McCaig A.M., Cliff R.A., Escartin J. et al. Oceanic detachment faults focus very large volumes of black smoker fluids // Geology. 2007. V. 35. № 10. P. 935–938.

Michael P.J., Bonatti E. Petrology of ultramafic rocks from sites 556, 558 and 560 DSDP, Leg 82 // Init. Rep. Deep Sea Drilling Project. Wash. (DC): US Gov. print, off. Wash., 1985. V. 82. P. 523–528.

Morishita T., Arai S. Evolution of spinel–pyroxene symplectite in spinel–lherzolites from the Horoman Complex, Japan // Contrib. Mineral. Petrol. 2003. V. 144. № 5. P. 509–522.

Nicolas A. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Springer Science & Business Media, 2012. 367 p.

Niu Y., Langmuir C.H., Kinzler R.J. The origin of abyssal peridotites: a new perspective // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 152. № 1–4. P. 251–265.

Obata M., Ozawa K. Topotaxic relationships between spinel and pyroxene in kelyphite after garnet in mantle-derived peridotites and their implications to reaction mechanism and kinetics // Mineral. Petrol. 2011. V. 101. № 3–4. P. 217–224.

Odashima N., Morishita T., Ozawa K. et al. Formation and deformation mechanisms of pyroxene-spinel symplectite in an ascending mantle, the Horoman peridotite complex, Japan: An EBSD (electron backscatter diffraction) study // J. Mineral. Petrol. Sci. 2008. V. 103. № 1. P. 1–15.

O'Hara M.J., Richardson S.W., Wilson G. Garnet-peridotite stability and occurrence in crust and mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1971. V. 32. № 1. P. 48–68.

Pattison D.R., Bégin N.J. Zoning patterns in orthopyroxene and garnet in granulites: implications for geothermometry // J. Metamorphic Geology. 1994. V. 12. № 4. P. 387–410.

Petersen S., Kuhn K., Kuhn T. et al. The geological setting of the ultramafic-hosted Logatchev hydrothermal field (14°45′ N, Mid-Atlantic Ridge) and its influence on massive sulfide formation // Lithos. 2009. V. 112. № 1–2. P. 40–56.

Rampone E., Romairone A., Hofmann A.W. Contrasting bulk and mineral chemistry in depleted mantle peridotites: evidence for reactive porous flow // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 218. № 3–4. P. 491–506.

Reiners P.W. Reactive melt transport in the mantle and geochemical signatures of mantle-derived magmas // J. Petrol. 1998. V. 39. № 5. P. 1039–1061.

Seyler M., Toplis M.J., Lorand J.P. et al. Clinopyroxene microtextures reveal incompletely extracted melts in abyssal peridotites // Geology. 2001. V. 29. № 2. P. 155–158.

Seyler M., Cannat M., Mével C. Evidence for major-element heterogeneity in the mantle source of abyssal peridotites from the Southwest Indian Ridge (52° to 68° E) // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. V. 4. № 2. https://doi.org/10.1029/2002GC000305

Seyler M., Lorand J.P., Dick H.J., Drouin M. Pervasive melt percolation reactions in ultra-depleted refractory harzburgites at the Mid-Atlantic Ridge, 15°20' N: ODP Hole 1274A // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 153. № 3. C. 303–319.

Shannon R. D. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chacogenides // Acta Crystallographica Section A. 1976. V. 32. P. 751–767.

Shimizu Y., Arai S., Morishita T., Ishida Y. Origin and significance of spinel–pyroxene symplectite in lherzolite xenoliths from Tallante, SE Spain // Mineral. Petrol. 2008. V. 94. № 1–2. P. 27–43.

Shimizu N., Hart S.R. Application of the ion microprobe to geochemistry and cosmochemistry // Annual Rev. Earth Planet. Sci. 1982. V. 10. P. 483–526.

Smith D.K., Escartín J., Schouten H., Cann J.R. Fault rotation and core complex formation: Significant processes in seafloor formation at slow-spreading mid-ocean ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13°–15° N) // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2008. V. 9. № 3. https://doi.org/10.1029/2007GC001699

Sobolev A.V. Melt inclusions in minerals as a source of principal petrological information // Petrology. 1996. V. 4. P. 228–239.

Stephens C.J. Heterogeneity of oceanic peridotite from the western canyon wall at MARK: results from site 920 // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1997. V. 153. P. 285–303.

Suhr G. Melt migration under oceanic ridges: inferences from reactive transport modelling of upper mantle hosted dunites // J. Petrol. 1999. V. 40. № 4. P. 575–599.

Suhr G., Kelemen P., Paulick H. Microstructures in Hole 1274A peridotites, ODP Leg 209, Mid-Atlantic Ridge: Tracking the fate of melts percolating in peridotite as the lithosphere is intercepted // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2008. V. 9. № 3. https://doi.org/10.1029/2007gc001726

Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, V.J. Norry.

Magmatism in the Ocean Basins, Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.

Walter M. J. Melt extraction and compositional variability in mantle lithosphere // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 2. P. 363–393.

Wang J., Zhou H., Salters V. et al. Mantle melting variation and refertilization beneath the Dragon Bone amagmatic segment (53° E SWIR): Major and trace element compositions of peridotites at ridge flanks // Lithos. 2019. V. 324. P. 325–339.

Wood B.J., Blundy J.D. A predictive model for rare earth element partitioning between clinopyroxene and anhydrous silicate melt // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 129. P. 166–181.

Yoder H.S. Generation of basaltic magma. Washington, DC: National Academy of Sciences, 1976. p.

Small-Scale Reactional Features in Abyssal Peridotites from the Mid-Atlantic Ridge at 17°04′ to 17°10′ N

A. N. Pertsev[1] and V. E. Beltenev[2]

[1]*Federal State Institution of Science Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[2]*Stock Venture "Polar marine geosurvey expedition", St.-Petersburg–Lomonosov, Russia*

Serpentinized peridotites (lherzolite to harzburgite) with relict coarse-grained prothogranular and porphyroclastic matrix and locally developed fine-grained spinel-pyroxene intergrowths were sampled from a previously unknown tectonic exposure of the Mid-Atlantic Ridge (17°04′–17°10′ N). The mineral composition of coarse-grained relics is typical of abyssal residual peridotites and corresponds to 13–14% of fractional melting. Fine-grained spinel-pyroxene (spinel-orthopyroxene and spinel-two-pyroxene) intergrowths are regarded as traces left by peridotite interaction with an interstitial melt during the transition to lithospheric conductive cooling at temperature range of 1100–1000°C. The peridotite-melt interaction associated with partial orthopyroxene dissolution, local crystallization of spinel ± clinopyroxene, uneven decrease of Al and Cr in both pyroxenes and Cr/Al ratio in spinel. An additional sign of reactional melt is an overall trend of enrichment in magmatic components: clinopyroxene in lanthanoids and spinel in Zn. The presumable interstitial reactional melt was significantly depleted in incompatible elements compared to MORB-type melts. Further lithospheric cooling favored freezing of mineral assemblages and small-scale reactional features.

Keywords: abyssal peridotite, reactional texture, interstitial melt, spinel, pyroxene, lanthanoids, lithosphere, conductive cooling

ПЕТРОЛОГИЯ, 2020, том 28, № 4, с. 446–448

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

Журнал “Петрология” публикует одновременно на русском и английском языках статьи по петрологии магматических, метаморфических и метасоматических пород континентов и океанов, теоретической и экспериментальной петрологии, моделированию петрологических процессов, петрологии мантии, проблемам геотермобарометрии, физико-химическому анализу парагенезисов минералов, изотопной геологии, геохимии и геохронологии эндогенных пород, включая петрологию рудовмещающих и продуктивных толщ, также статьи по вопросам магматизма, тектоники и геодинамики крупных структур земной коры и исследования по сопряженным проблемам наук о веществе Земли и планет. Приоритет отдается работам, в которых научные обобщения основываются на новом фактическом материале и прецизионных аналитических и расчетных данных. Журнал печатает согласованные с редколлегией обзоры по актуальным проблемам петрологии и смежных наук.

В журнал “Петрология” не принимаются узкоспециальные статьи, посвященные частным проблемам классификации пород, материалы исключительно описательного характера, методические разработки, не содержащие принципиально новых элементов, статьи, в которых отсутствует описание использованных методов, узкорегиональные работы.

Редакция принимает материалы только в электронном виде. Подача рукописи осуществляется либо по электронной почте в редакцию журнала petrolog@igem.ru, либо через редакционно-издательскую систему (РИС) https://www.pleiades.online/ru/authors/. На издательском портале Pleiades Publishing представлана пошаговая инструкция.

Технические рекомендации

1. Просьба, представляя рукопись в редакцию, присылать манускрипт в виде единого файла в формате Adobe Acrobat (.pdf) и/или Word (.doc) с нумерацией строк для удобства рецензирования. В этот файл следует включить аннотацию, текст, литературные ссылки, рисунки, подписи к рисункам, таблицы.

Для более полного описания исследования к статье могут прилагаться дополнительные материалы (Supplementary materials), которые публикуются в электронной версии англоязычных журналов на сайте http://link.springer.com и русскоязычных на сайте https://elibrary.ru. Правила по оформлению дополнительных материалов см. на сайте: http://pleiades.online/ru/authors/guidlines/prepare-electonic-version/supplementary-materials/

Отдельные файлы тестовой части, табличный материал, рисунки и сопроводительная документация в оригинальном формате будут запрошены редакцией на этапе подготовки статьи к набору, после прохождения рецензирования и принятия к печати.

2. К pdf-файлу посылаемой статьи просьба прилагать сопроводительное письмо, где в краткой форме (макс. 0.5 стр.) изложить основные результаты и выводы работы, которые могут представлять интерес для читателей журнала и служить основанием к рассмотрению (рецензированию), принятию и/или предпочтению статьи для публикации.

3. Просьба предоставлять имена, место работы и адрес электронной почты, по крайней мере, двух возможных рецензентов, компетентных в рассматриваемых в статье вопросах. Ближайшие коллеги и недавние соавторы не должны указываться. Нежелательные рецензенты также могут быть указаны.

К оформлению статей предъявляются следующие требования

1. Представляемые в редакцию статьи должны быть проверены и тщательно отредактированы. Стиль изложения должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы; на полях рукописи следует указывать места размещения рисунков и таблиц.

Объем статьи, как правило, не должен превышать 40 страниц (включая таблицы, рисунки и список литературы). Текстовая часть не более 10000 слов, рисунков не более 15, объем одной таблицы не должен превышать одну наборную страницу журнала, таблицы большего объема следует прилагать в Supplementary.

Текстовой файл статьи предоставляется в формате Word, таблицы – в формате Word, Excel (название таблицы должно располагаться над таблицей, примечание к ней – под таблицей). При наборе текста должны быть использованы стандартные Windows TrueType шрифты (Times New Roman – для текста, Symbol – для греческих букв). Размер шрифта основного текста – 12 pt с расстоянием между строчками в 1.5 интервала.

Начало статьи оформляется следующим образом: 1 – УДК; 2 – название; 3 – инициалы и фамилии авторов, место работы (название института, город, страна), e-mail автора, ведущего переписку; 4 – краткая аннотация (не более 1 печатной стр.); 5 – ключевые слова (до 8 слов).

Основной текст рекомендуется строить по общепринятой в международных журналах схеме: формулировка научной задачи, фактический материал, обсуждение результатов, выводы, благодарности, источники финансирования, список литературы (до 60 наименований).

В конце статьи следуют подписи к рисункам, англоязычные метаданные (для e-library), которые включают в себя: 1) название статьи, 2) авторы, 3) место работы (название института, город, страна, например, *Institute of Geology of Ore Deposits*, *Petrography, Mineralogy*, *and Geochemistry*, *Russian Academy of Sciences*, *Moscow*, *Russia*), 4) аннотацию, 5) ключевые слова.

2. Иллюстрации принимаются в графических форматах JPG или JPEG, TIFF, CorelDraw × 13. Редакция принимает как черно-белые, так и цветные рисунки, причем цветные рисунки публикуются только в электронном варианте статьи. Требования к оформлению рисунков см. на сайте http://pleiades.online/ru/authors/guidlines/prepare-electonic-version/images/

Технические требования к изготовлению иллюстративных материалов

• Иллюстрации должны иметь размеры, соответствующие информативности (не менее 5 × 6 и не более 18 × 24 см). В оригинал-макет рисунки будут помещаться по возможности без существенного изменения их размеров.

• На рисунках должно быть указано минимально необходимое количество буквенных и цифровых обозначений, соответствующее изложению в подрисуночной подписи.

• На всех картах, планах, профилях необходимо указывать масштаб (ориентировку, координатную сетку).

• Текстовые обозначения шкал набираются параллельно шкалам, математические – горизонтально у соответствующих шкал.

• Если иллюстрация состоит из нескольких изображений (графиков), то каждое обозначается: (а), (б), (в) и т.д. и набирается прямым шрифтом, в скобках.

• Цифры в условных обозначениях, текст на иллюстрациях, текст на масштабных линейках – прямым шрифтом.

• Химические элементы/формулы, тригонометрические и др. функции – прямым шрифтом.

• Символы минералов – курсивным шрифтом, а также латинские переменные – курсивного написания.

• Географические названия набираются прямым шрифтом, водные ресурсы – курсивного написания, моря и океаны – курсивными прописными буквами.

3. Следует использовать физические единицы и обозначения, принятые в Международной системе СИ. Все сокращения, за исключением немногих общеупотребительных, должны быть расшифрованы.

Анализы минералов приводятся с кристаллохимическими формулами, по возможности с содержанием миналов. Авторам необходимо давать ссылки на использованные методики расчета формул. Символы минералов приводить по международной классификации (Kretz R., Amer. Mineral., 1983. V. 68. P. 277–279) либо по расширенной классификации (D.L. Whitney and B.W. Evans, Amer. Mineral., 2010. V. 95. P. 185–187).

4. В тексте, в таблицах и на рисунках химические элементы, индексы, показатели степеней в формулах должны соответствовать прочтению. Латинские переменные – курсивного написания, химические элементы, тригонометрические и др. функции – прямого. Дефисы и тире должны соответствовать написанию. В интервалах в качестве тире используется длинный минус (ноябрь–декабрь; 40–60 мас. %). Математические знаки должны быть отбиты пробелом (T = 520 млн лет; 4 + 7). Точка не ставится после размерностей: г – грамм, сут – сутки, ч – час, мин – минута, с – секунда, град – градус, млн – миллион, млрд – миллиард, трлн – триллион. Десятичные цифры набираются только через точку, а не через запятую (0.25 вместо 0,25). Размерности отделяются от цифры пробелом (100 кПа, 77 K, 58 Дж/моль, 50 м/с^2), кроме градусов, процентов, промилле: 90°, 20°C, 50%, 10‰. Градусы Цельсия: 5°C, а не 5°. Угловые градусы никогда не опускаются: 5°–10°, а не 5–10°.

5. В тексте библиографическая ссылка приводится в круглых скобках (фамилия автора, год), например (Цветков, 2000; Цветков, Борисов, 2005; Цветков и др. (более двух авторов), 2008). Если работа дается без авторов, то пишется первое слово названия и год (Карта ..., 1980). При наличии в статье ссылок на работы, имеющие одного и того же первого автора, в списке литературы их следует располагать следующим образом: сначала работы одного автора в хронологическом порядке (Петров, 2000, 2004, 2008), затем работы двух авторов в алфавитном порядке по фамилии второго автора (Петров, Арискин, 2000; Петров, Иванов, 1998) и, наконец, работы трех и более авторов в хронологическом порядке (Петров и др., 1998, 2006, 2012).

Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Фа-

милии авторов должны быть набраны курсивными буквами, все остальное прямым шрифтом.

Указываются: фамилия и инициалы всех авторов, полное название статьи и журнала (сборника), год издания, том, выпуск, номер, страницы; для книг – название работы, город, издательство, год издания, количество страниц. Соотвественно:

Аранович Л.Я. Роль рассолов в высокотемпературном метаморфизме и гранитизации // Петрология. 2017. Т. 25. № 5. С. 491–503.

Mollo S., Gaeta M., Freda C. et al. Carbonate assimilation in magmas: A reappraisal based on experimental petrology // Lithos. 2010. V. 114. P. 503–514.

Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. Rock-forming minerals. Oxford: Alden Press, 1997. 668 p.

В списке литературы приняты следующие часто встречающиеся сокращения: *общие*: Издательство – Изд-во; *городов*: Москва – М., Ленинград – Л., Санкт-Петербург – СПб.; *названия журналов*: ЗВМО; Вестн. МГУ. Сер. геол.; Докл. АН СССР; Докл. АН; Изв. АН СССР. Сер. геол.; Изв. вузов. Геол. и разведка; Литология и полезн. ископаемые; Отечеств. геология; Геология рудн. месторождений; Сов. геология; Стратиграфия. Геол. корреляция.

Сокращение названий иностранных журналов производится по каталогу CASSI. Не сокращаются названия журналов, состоящие из одного слова: Geology, Petrology, Lithos и др.

6. К рукописи необходимо приложить глоссарий для переводчика:

1) фамилии и инициалы авторов статьи, тем более если Вы печатались раньше в зарубежных изданиях и хотите, чтобы Ваша фамилия выглядела в “Петрологии” так же;

2) зарубежные географические и геологические названия на английском языке или языке той страны, где находятся объекты (Вегенер-Маусоновский подвижный пояс – Wegener-Mawson mobile belt);

3) список предпочтительных английских эквивалентов-терминов (для максимальной точности перевода):

а) названия методов, методик и сопутствующие термины (аппарат цилиндр-поршень – piston-cilinder apparatus, СКО (средне-квадратичное отклонение) – MSWD),

б) названия законов и других узко-специальных терминов (коннода – tie-line),

в) названия редких пород, минералов и т.п. (айлликит – aillikite);

4) приводимые в тексте цитаты из англоязычных публикаций – на языке оригинала; имена зарубежных ученых и названия организаций, научных проектов, фондов и т.п.; если в списке литературы имеются ссылки на переводные работы, необходимо приложить ссылку на оригинал.

После выхода статьи в свет первому автору высылается PDF-файл.

Обращаем внимание авторов – с 2012 года Издатель не публикует в английской версии статьи, которые не носят характер научного исследования.

Качество оформления и ясность изложения материалов в рукописи влияют на решение Редколлегии о публикации и на время подготовки статьи к печати.

Редколлегия может отклонять статьи, не удовлетворяющие перечисленным выше требованиям. Отклоненные статьи повторно не рассматриваются.