

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 ФЕННОСКАНДИЯ¹

© 2020 г. К. Г. Ерофеева^а *, А. В. Самсонов^а, А. В. Степанова^б, Ю. О. Ларионова^а, Е. О. Дубинина^а, С. В. Егорова^б, А. А. Арзамасцев^{с, д}, Е. В. Ковальчук^а, В. Д. Абрамова^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

^бИнститут геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

^сИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

^дИнститут 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 $\delta^{18}\text{O}$) 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 порфирированные 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 Sr 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-K), 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-K) 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 $\epsilon_{\text{Nd}}(2.40) = -1.1$. 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; Søgager et al., 2015).

Геохимические особенности минералов ранних ликвидусных ассоциаций широко и успешно используются для петрогенетических реконструкций расплавов, сформированных в фанерозое (например, Herzberg, 2011; Søgager 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 (Kullerød 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 высокомагне-

зиального 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 ($MgO \sim 18$ 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, оснащенный пятью волновыми спек-

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

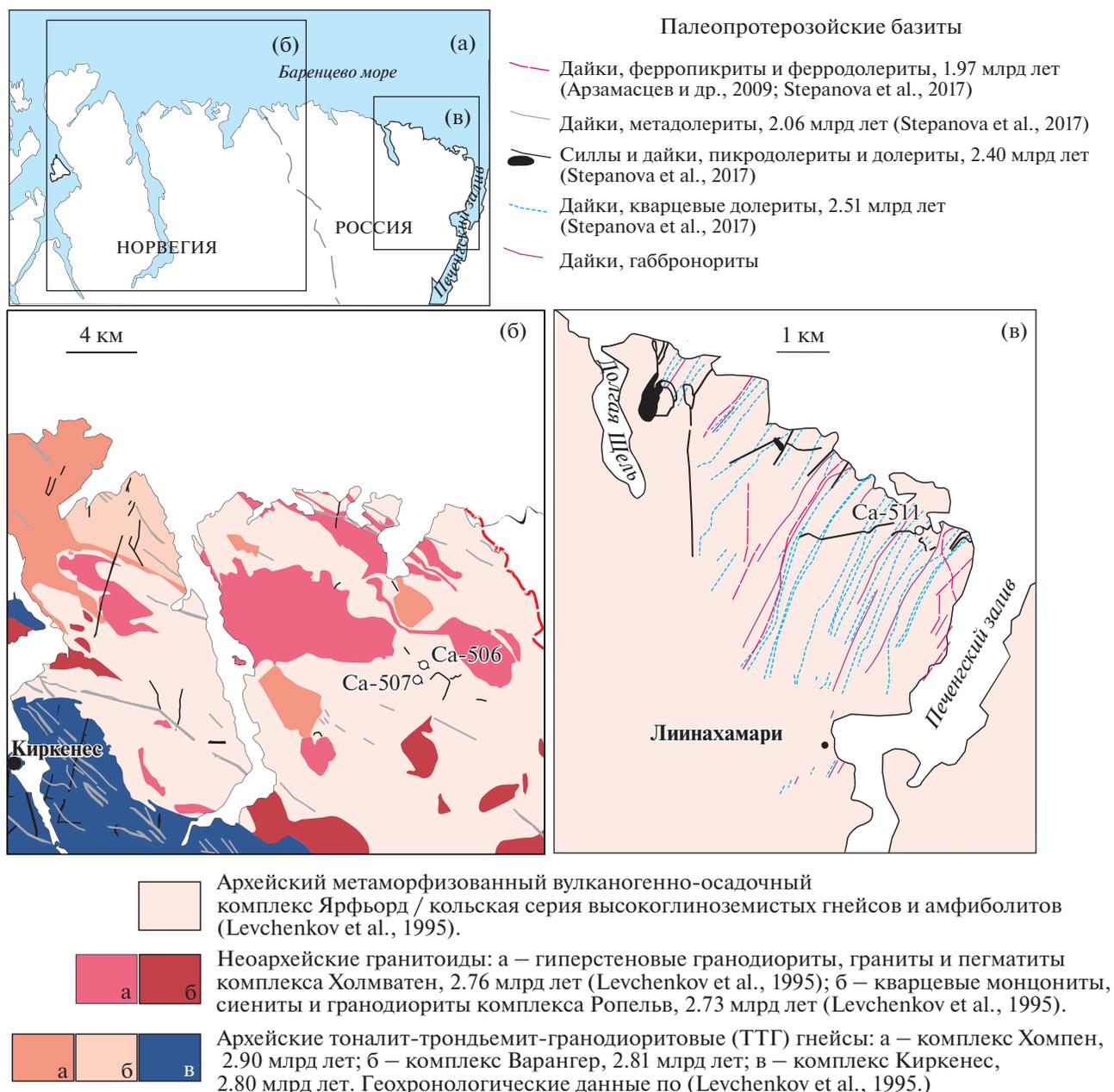


Рис. 1. Геологическое положение объектов исследования.

(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. (Dobrzhinetskaaya et al., 1995; Levchenkov et al., 1995). (в) Схема геологического строения района пос. Лиинахамари. Составлена на основе геологической карты Финноскандии (1 : 2000000, 2001 г.), государственной геологической карты масштаба 1 : 200000 и данных Ж.А. Федотова (Арзамасцев и др., 2009).

трондметрами, 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/см² 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 Alpha 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. Са-507-1) выделялся в размерной фракции 0.15–0.25 мм. Это обеспечило присутствие в концентрате обломков именно фенокристов клинопироксена, но не позволило отделить высокомагне-

зиальные 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 бромформа (легкая) и электромагнитной сепарации (слабо электромагнитная). Из образца габбро-долеритов (обр. Са-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 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd не превышает 0.0022% с учетом воспроизводимости результатов по внутрилабораторному стандарту Nd-ИГЕМ 0.512400 ± 11 ($2\sigma_{\text{ед}}$, N = 24), что соответствует значению 0.511852 в стандарте изотопного состава неодима LaJolla. Погрешность определения ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd оценивается в 0.3% ($2\sigma_{\text{ед}}$) по результатам измерения стандарта BCR-1. Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в стандарте SRM-987 за время измерительной сессии составляет 0.710242 ± 15 ($2\sigma_{\text{ед}}$, N = 31). Погрешность ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 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 $\pm 0.1\%$ (1 σ).

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 (Dobrzhinetskaaya 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; Kerezhinskas 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 закаливания сложена порфиридовидными пикродолеритами (рис. 2б, 2в), наименее измененный образец которого был отобран на участке выклинивания кулисообразного силла в районе Сорварангер (обр. Са-507-1). Нижняя приконтактная часть разреза силлов сложена порфиридовидными меланократовыми оливиновыми габброноритами (обр. Са-506-2, Са-511-4) (рис. 2е, 2ж), в верхней части тел преобладают габбро-долериты и кварцевые долериты (обр. Са-511-1, Са-506-3, Са-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

Высокомagneзиальные базиты силлов (пикродолериты верхней закалочной зоны и габбронориты подошвы) имеют порфиридовидные структуры, сформированные крупными фенокристами оливина и клинопироксена, погруженными в мелкозернистую плагиоклаз-пироксеновую доле-

ритовую основную массу (рис. 2б, 2в, 2е, 2ж). Низкомagneзиальные 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. Са-507-1) и оливиновых габброноритах (обр. Са-506-2, Са-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) субидiomорфные зерна (*Ol-2*).

Ol-1 образует зерна округлой формы (рис. 2б, 2е) с зональным строением и диффузионными границами зон (рис. 2б). Магнезиальность ($Mg\# = Mg/(Mg + Fe) \times 100$, 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. 1²). Для *Ol-1-Ц* с $Mg\#$ 85–92 характерны локальные аномально высокие концентрации Sr, 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 приведены в ESM_3.exl (Suppl. 3) – к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах elibrary.ru и <http://link.springer.com/> соответственно.

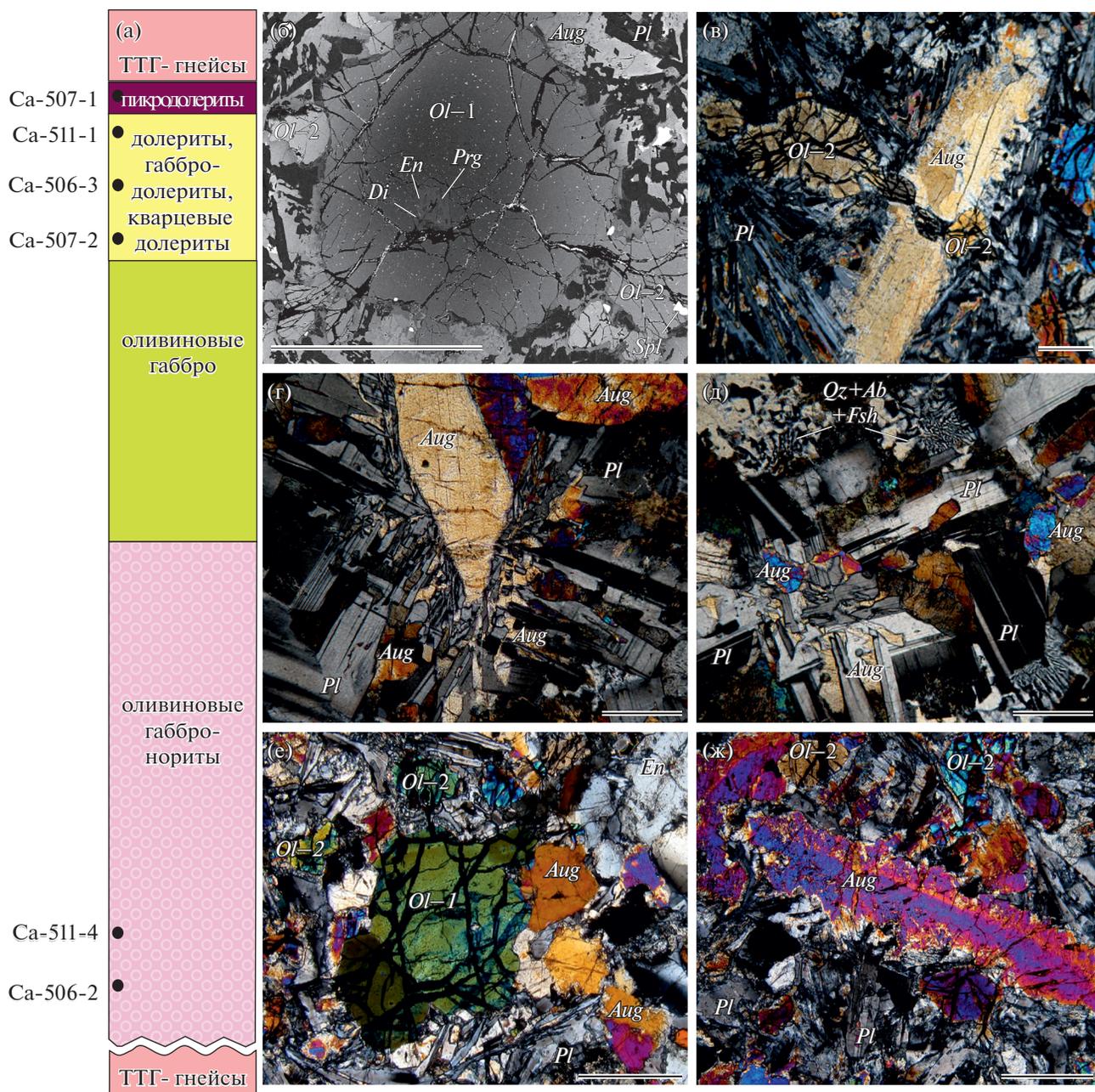


Рис. 2. Сводная схема внутреннего строения пикродолеритовых силлов (а) с положением отобранных проб (черные точки) и микрофотографии пород: (б, в) – пикродолериты верхней закалочной зоны (обр. Са-507-1), (г, д) – габбро-долериты (обр. Са-507-2), (е, ж) – оливиновые габбронориты (обр. Са-511-4, Са-506-2). (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 + Тi-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 габброноритов. (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 пла-

тообразное распределение концентраций Ni, Mn, Ti (рис. 4а). Оболочки ядер *Ol-1*–Ц обладают более низкими значениями магнезиальности и низким содержанием Ni, повышенными концентрациями Mn и Co и широкими вариациями отношения

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

П	Г	Mg#	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Cr ₂ O 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 габброноритов. 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 габброноритах при уменьшении магнезиальности от Ol-1-Ц к Ol-1-К кон-

центрации 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

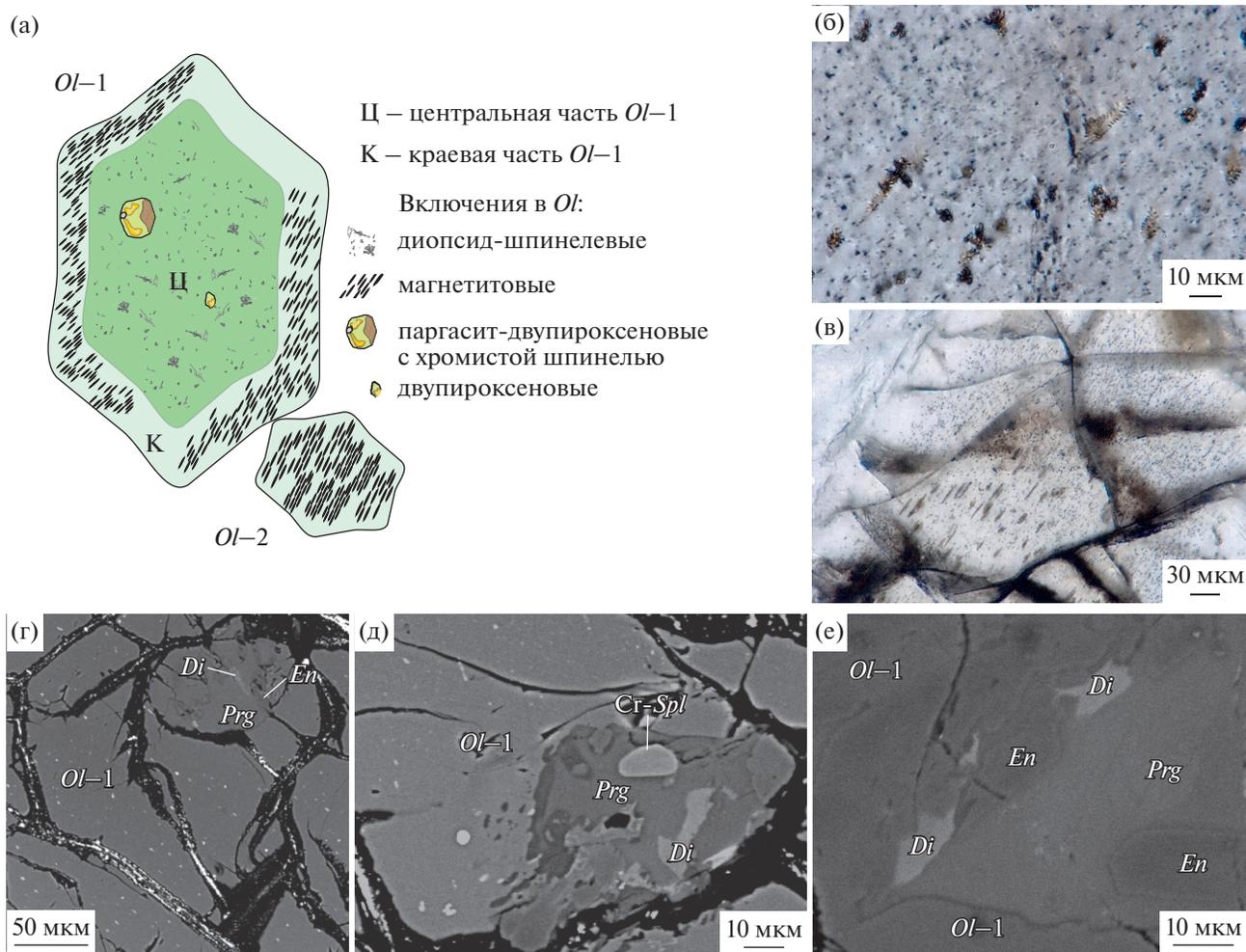


Рис. 3. Схема строения фенокристов оливина и положение в них включений разных типов (а) и их микрофотографии (б–е): (б) – диопсид-шпинелевые включения, локализованные в *Ol-1-Ц*, (в) – ламели магнетита в *Ol-1-К*, (г–е) – полифазные включения в *Ol-1-Ц*. (б, в) – снимок в проходящем свете, николи скрещены;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

в ассоциации с пироксенами встречаются Ti-паргасит и хромистая шпинель (60.4 мас. % Al_2O_3 , $Cr\# = (Cr/(Cr + Al) \times 100) = 7$, $Mg\# 69$) (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 субидiomорфные 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 ($Crx-Ц$) окружена узкой (< 0.02 мм) менее магнезиальной краевой зоной ($Crx-К$). В пикродолеритах $Crx-Ц$ однородный ($Mg\# 80–85$, $Wo_{37–44}En_{44–56}Fs_{7–12}$), в оливиновых габброноритах ($Mg\# 81–85$, $Wo_{35–47}En_{45–56}Fs_{5–14}$)

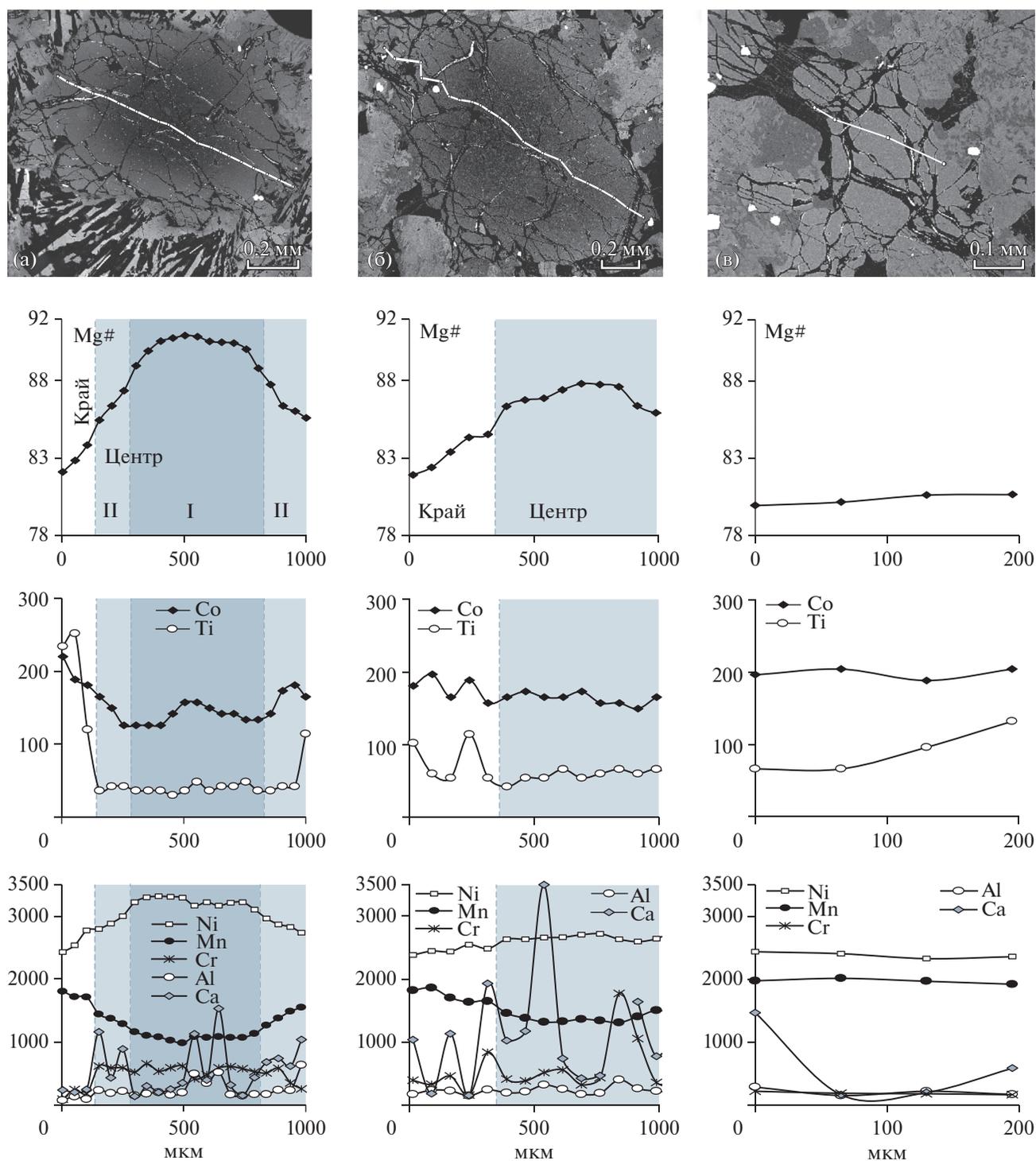


Рис. 4. Профили (белая линия) распределения Mg# и содержания микропримесных элементов в *Ol-1* и *Ol-2*. (а) – *Ol-1* из пикродолеритов (обр. Са-507-1). Римскими цифрами показаны зоны в *Ol-1*–Ц: I – ядро, II – оболочка ядра. (б, в) – *Ol-1* и *Ol-2* из оливиновых габброноритов (обр. Са-511-4) соответственно.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

он имеет структуру авгит-пижонитового распада (рис. ба, табл. 2). По магнезиальности и содержаниям Al_2O_3 и TiO_2 *Spx*–Ц аналогичен авгиту из полифазных включений в *Ol-2* (Suppl. 2). *Spx*–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-

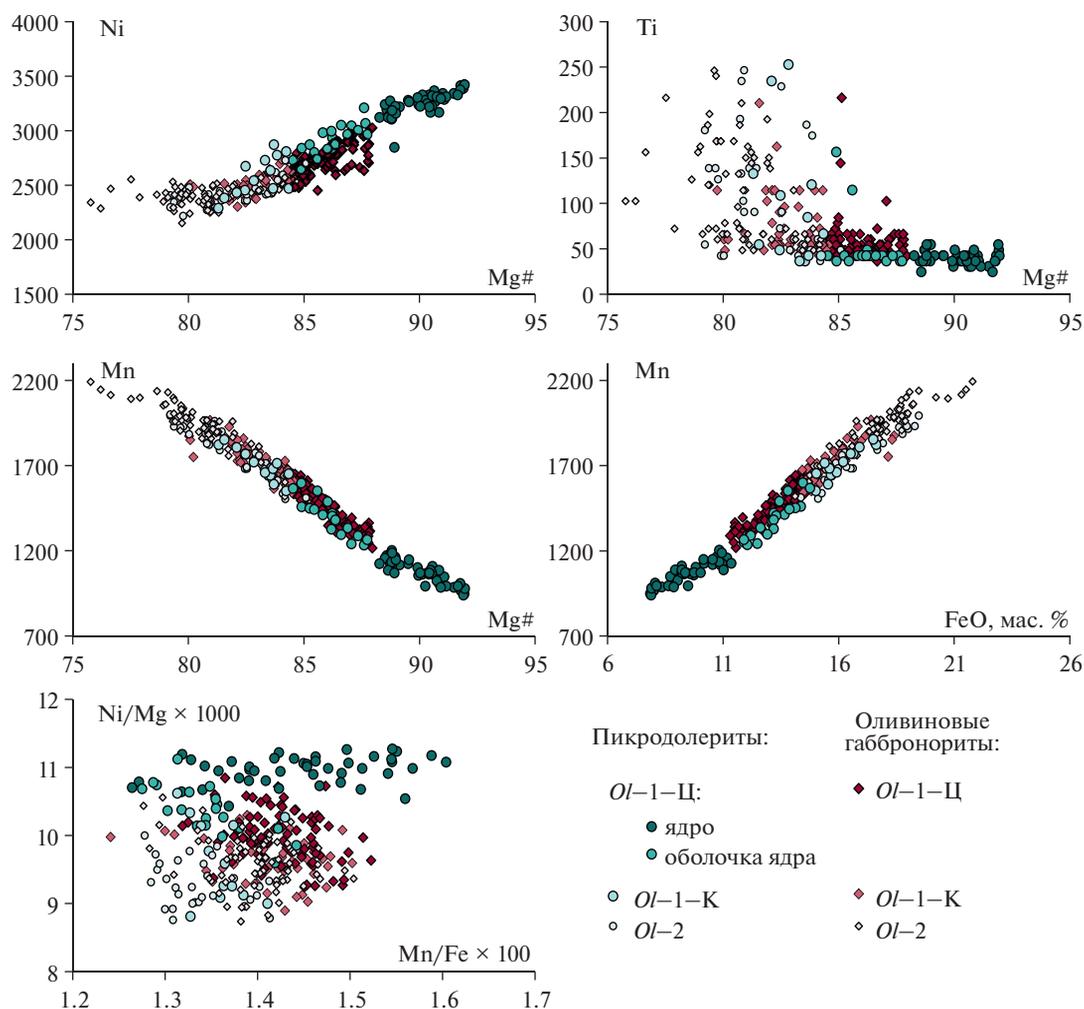


Рис. 5. Вариации содержаний микропримесных компонентов в зависимости от Mg# и отношения микроэлементов в оливинах из высокомагнезиальных пород силлов. Концентрации микроэлементов приведены в г/т.

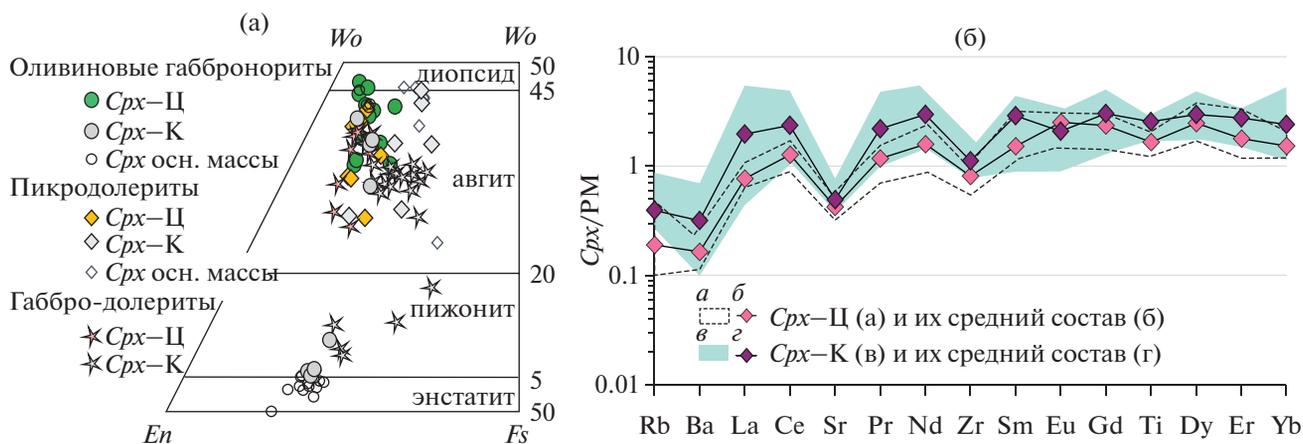


Рис. 6. (а) Вариации составов клинопироксенов из пикродолеритовых силлов районов Сорварангер и Лиинахамари. Поля на диаграммах показаны, согласно классификации (Morimoto et al., 1988). (б) Мультиэлементные диаграммы микропримесных и РЗЭ, нормированных на примитивную мантию (PM) по (Wedepohl, Hartmann, 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 <i>Ol-1-Ц</i>				<i>Срх-Ц</i>	<i>Срх-К</i>	<i>Срх-Ц</i>	<i>Срх-К</i>	<i>Срх-Ц</i>	<i>Срх-К</i>	<i>Срх-Ц</i>
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 ₂ O 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 ₂ O	0.30	—	0.20	0.23	0.31	0.17	0.26	0.38	0.65	0.19	0.19
Cr ₂ O 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 $Eu^* = Eu/(Sm \times Gd)^{1/2}$) (рис. 6б, Suppl. 3).

В пикродолеритах *Срх-К* представлен авгитом ($Mg\# 70-72$, $Wo_{38-46}En_{41-44}Fs_{13-19}$), а в оливиновых габброноритах – 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 *Срх-Ц*, *Срх-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 фенокристаллах клинопироксена встречаются преимущественно в *Срх-К*, реже в *Срх-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 *Срх-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. Са-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

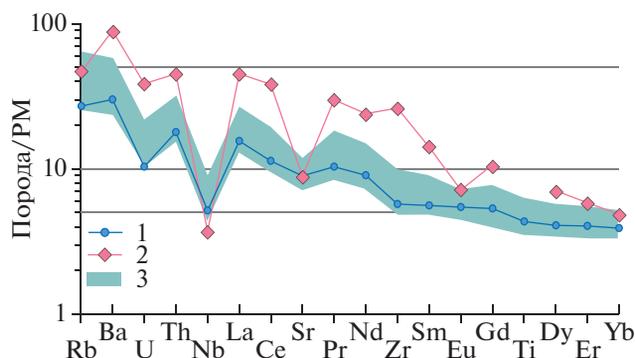


Рис. 7. Содержания рассеянных элементов, нормированные к примитивной мантии (PM) по (Wedepohl, Hartmann, 1994), в габбро-долеритах силла, обр. Са-507-2, (1) и его концентрате гранофирового агрегата (2); долериты и кварцевые долериты кровли силлов (Ерофеева и др., 2019) (3).

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

В габбро-долеритах центральной части мало-мощного 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 *Spx*-Ц и *Spx*-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/г	Nd, г/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm 2\sigma$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{2,40}$	$\epsilon_{Nd}(2,40)$	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\pm 2\sigma$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{2,40}$
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
	<i>Spx</i>	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
	<i>Spx-Pl</i> 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
	<i>Spx-Pl</i> 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
	<i>Spx</i>	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
	<i>Pl</i> +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).

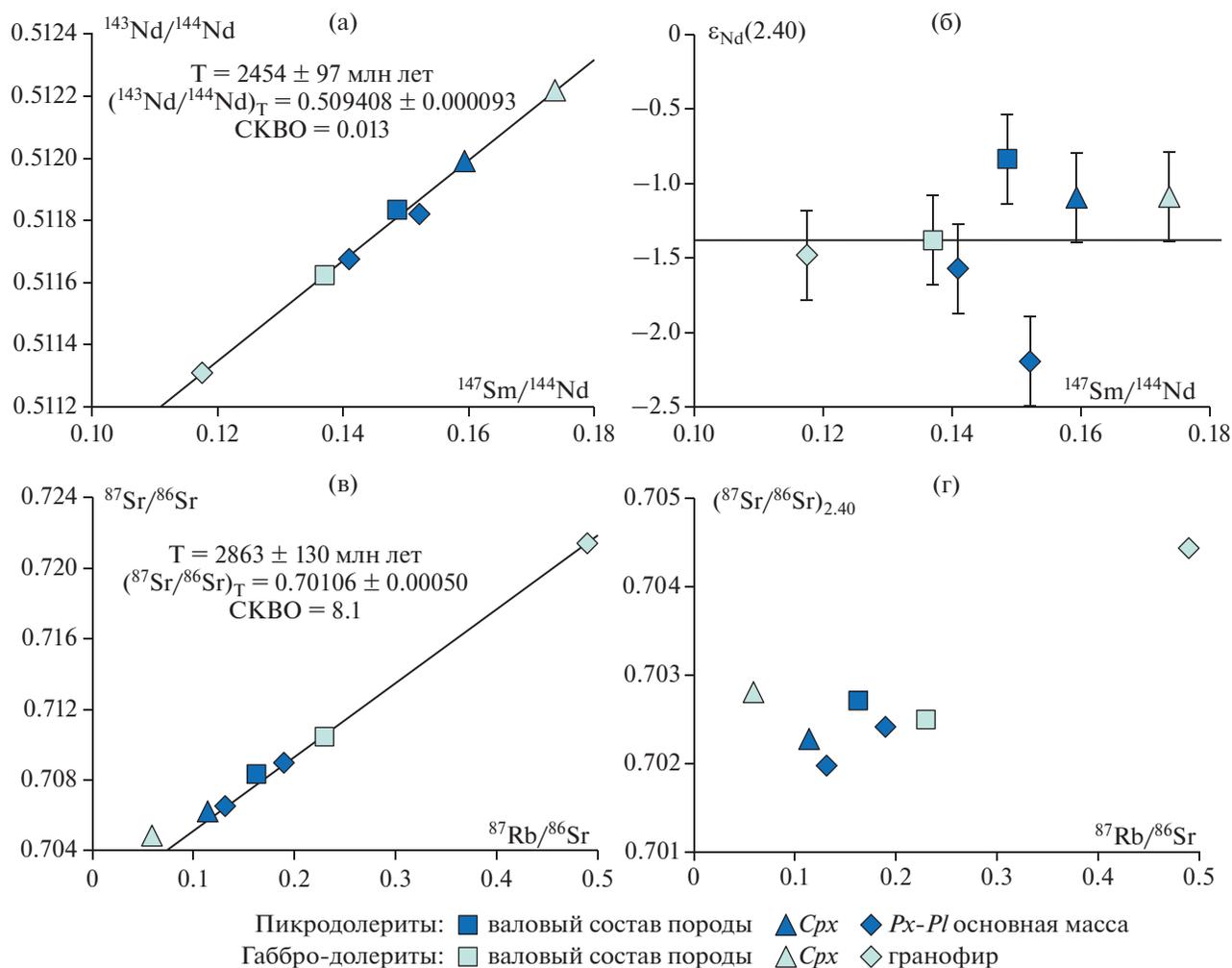


Рис. 8. Sm–Nd изохронная (а), $\epsilon_{Nd}(2.40)$ – $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (б), Rb–Sr изохронная (в) и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{2.40}$ –Sr (г) диаграммы для фенокритов клинопироксена, основной массы и валового состава пород (пикродолеритов закалочной зоны (обр. Са-507-1) и габбро-долеритов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

СКВО = 0.013 (рис. 8а), который в пределах ошибки перекрывается с возрастом силлов $2403 \pm \pm 12$ 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	$\delta^{18}\text{O}, \pm 0.1\text{‰} (1\sigma)$
Са-507-1	Пикродолериты		5.95
Са-507-1		<i>Ol</i>	5.26
Са-507-1		<i>Cpx</i>	4.93
Са-507-1		<i>Cpx-Pl</i> основная масса	6.22
Са-511-4	Оливиновые габбронориты		5.70
Са-506-2	Оливиновые габбронориты		5.57
Са-511-1	Кварцевые долериты		6.27

кие и незакономерные вариации величины $\epsilon_{Nd}(2.40)$ 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 гранофиривого 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 гранофиривого агрегата, а также точки составов основной массы из пикродолеритов, что аппроксимируется линией смещения $T = 2863 \pm 130$ 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. Са-507-1), оливинных габброноритов подошвы (обр. Са-511-4, Са-506-2) и кварцевых долеритов из верхней части силла (обр. Са-511-1), а также в фенокристах *Ol-1*, клинопироксена и пироксен-плаггиоклазовой основной массы из пикродолеритов (обр. Са-507-1). Значения величины $\delta^{18}O$ в валовых пробах оливинных габброноритов 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 ($\delta^{18}O = 5.18 \pm 0.28\%$, Matthey et al., 1994). Для фенокристов клинопироксена величина $\delta^{18}O$ (4.93‰) оказалась пониженной относительно высокотемпературного равновесия с оливином (Matthey 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 реконструк-

ций эволюции высокомагнезиальных расплавов в ранней истории Земли.

Порфирировидные структуры закалочных зон силлов указывают на поликомпонентный состав внедрявшейся магмы, содержавшей, помимо расплава, фенокристы *Ol-1*, *Ol-2* и *Срх*. 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 *Срх-Ц*, могут указывать на их одновременную кристаллизацию. Это позволяет выделить минеральную ассоциацию *Ol-1-К* + *Ol-2* + *Срх-Ц*, которая кристаллизовалась на следующем этапе эволюции расплава. *Срх-К* имеет состав, близкий к клинопироксену 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* + *Срх-Ц*, (III) *Срх-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 содержания Ni, Mn, Ti, локальные высокие концентрации Ca, Cr и Al, обусловленные присутствием диопсид-шпинелевых ламелей, указывают на их кристаллизацию из примитивного пикри-

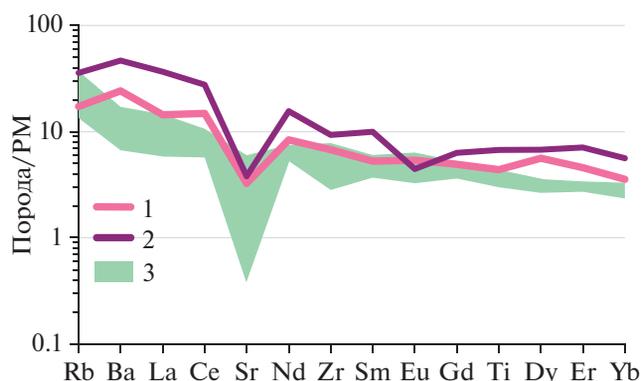


Рис. 9. Распределение рассеянных элементов, нормированных на примитивную мантию (PM) по (Wedepohl, Hartmann, 1994) для: 1 – модельного состава расплава, равновесного с Cpx –Ц; 2 – модельного состава расплава, равновесного с Cpx –К; коэффициенты распределения ($K_{D_{Cpx-расплав}}^{P3Э}$) по (McKenzie, 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-Са и -Cr оливина (Bell et al., 1975; Field, 2008; Хисина и др., 2011; Савельева и др., 2016). Высокие концентрации Са (>0.2 мас. %), Al (>0.04 мас. %) и Cr (>0.1 мас. %) являются характерной чертой оливиновых фенокритов 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 ($Mg\# \sim 90$) 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 фенокриты, кристаллизовавшиеся из расплава, а минералы включений как ксенокриты – 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 дупироксеновых 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 нижнекорковых пород, недорастворенные реликты которых могли быть изолированы/захвачены кристаллизующимся оливином. Ранняя контаминация родоначального расплава мантийным и/или нижнекорковым субстратом, выявленная на минералогическом уровне, вероятно, фиксирует эпизод мантийного метасоматоза, предшествовавший становлению силлов 2.40 млрд лет назад.

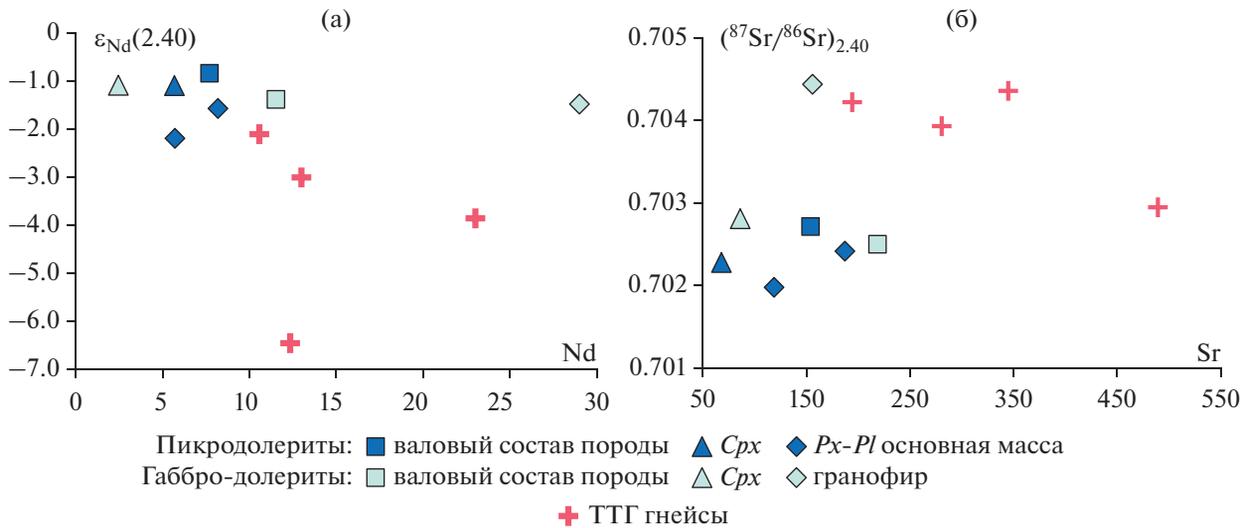


Рис. 10. Диаграммы Nd– $\epsilon_{Nd}(2.40)$ (а) и Sr– $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{2.40}$ (б) для фенокристов, основной массы и валовых составов пород силла Сорварангер. Значения для ТТГ-гнейсов из неопубликованных данных авторов.

Эволюция расплава в промежуточной магматической камере

Следующий этап эволюции расплава зафиксирован минеральной ассоциацией фенокристов *Ol-1-K*, *Ol-2* и *Cpx-Ц*. Расчеты, выполненные с использованием *Ol-Spl* геотермометра (Wan et al., 2008; Soogan et al., 2014), показывают, что температура кристаллизации *Ol-1-K* с Mg# 85 составляет 1290–1350°C, *Ol-2* и *Ol-1-K* с Mg# 81–83 составляет 1241–1280°C. Кристаллизация парагенезиса *Ol* (Mg# 83–85) и *Cpx-Ц* (Mg# 81–83) происходила в широком температурном интервале, составляющем 1160–1300°C (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 кристаллизация *Ol-1-K*, *Ol-2* и *Cpx-Ц*.

С использованием $K_{D}^{P3Э}_{DCpx-расплав}$ (McKenzie, O’Nions, 1990; Hart, Dunn, 1993; Pilet et al., 2011) были рассчитаны концентрации P3Э 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-K* и минералах долеритовой основной массы пород. Температурный интервал кристаллизации *Cpx-K* с Mg# 79–81 составляет 1020–1154°C 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 ($P = 1.6 \pm 1.4$ кбар, Ерофеева и др., 2019), отвечающей уровню становления силла.

Принимая $K_D^{Fe-Mg} = 0.27 \pm 0.03$ (Putirka, 2008), *Cpx-K* пикродолеритов с Mg# 70–72 мог кристаллизоваться из расплава с Mg# 40. Модельный расплав-2, равновесный с *Cpx-K* (рис. 9), имеет более высокие концентрации редких и редкоземельных элементов и более фракционированный спектр легких P3Э ($[La/Sm]_N = 5.28$) 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-K* (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 крайних частях фенокристов *Ol-1*, вероятно, являются структурами твердофазного распада, происшедшего после кристаллизации фенокристов. Подобный распад связывают с высокотемпературным ($T \sim 1000^\circ C$) окислением (Champness 1970; Putnis, 1979; Рябов и др., 2001).

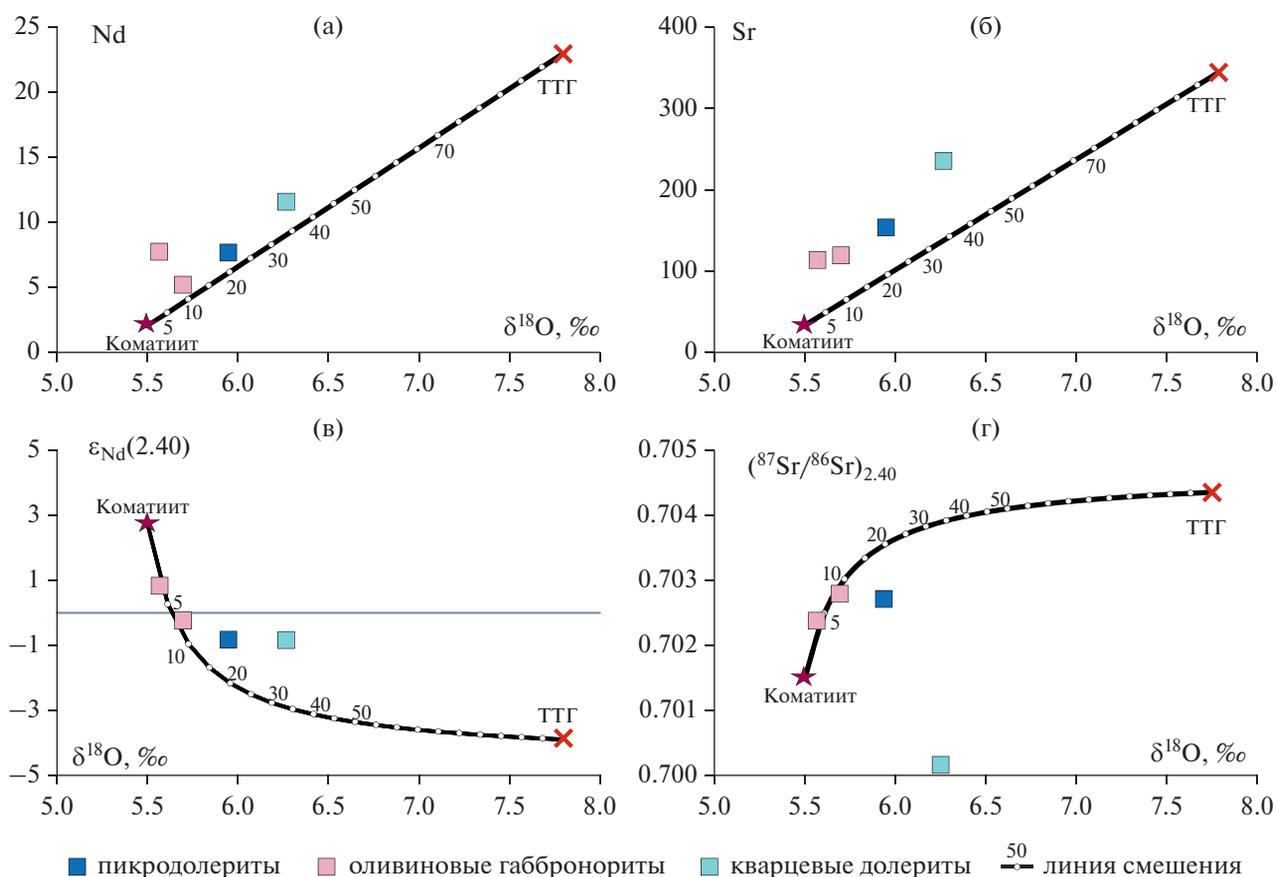


Рис. 11. Вариации концентраций Nd (а), Sr (б), значений $\epsilon_{Nd(2.40)}$ (в) и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{2.40}$ (г) в зависимости от величин $\delta^{18}O$ в породах силлов.

На диаграммы вынесены составы предполагаемого исходного расплава (коматиит) и корового контаминанта (ТТГ-гнейсы) с линией их смешения. Точки на линии указывают процент контаминанта 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 габброноритами 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 низкорadioгенным 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 контаминанта в ходе дифференциации мафического расплава в объеме силла иллюстри-

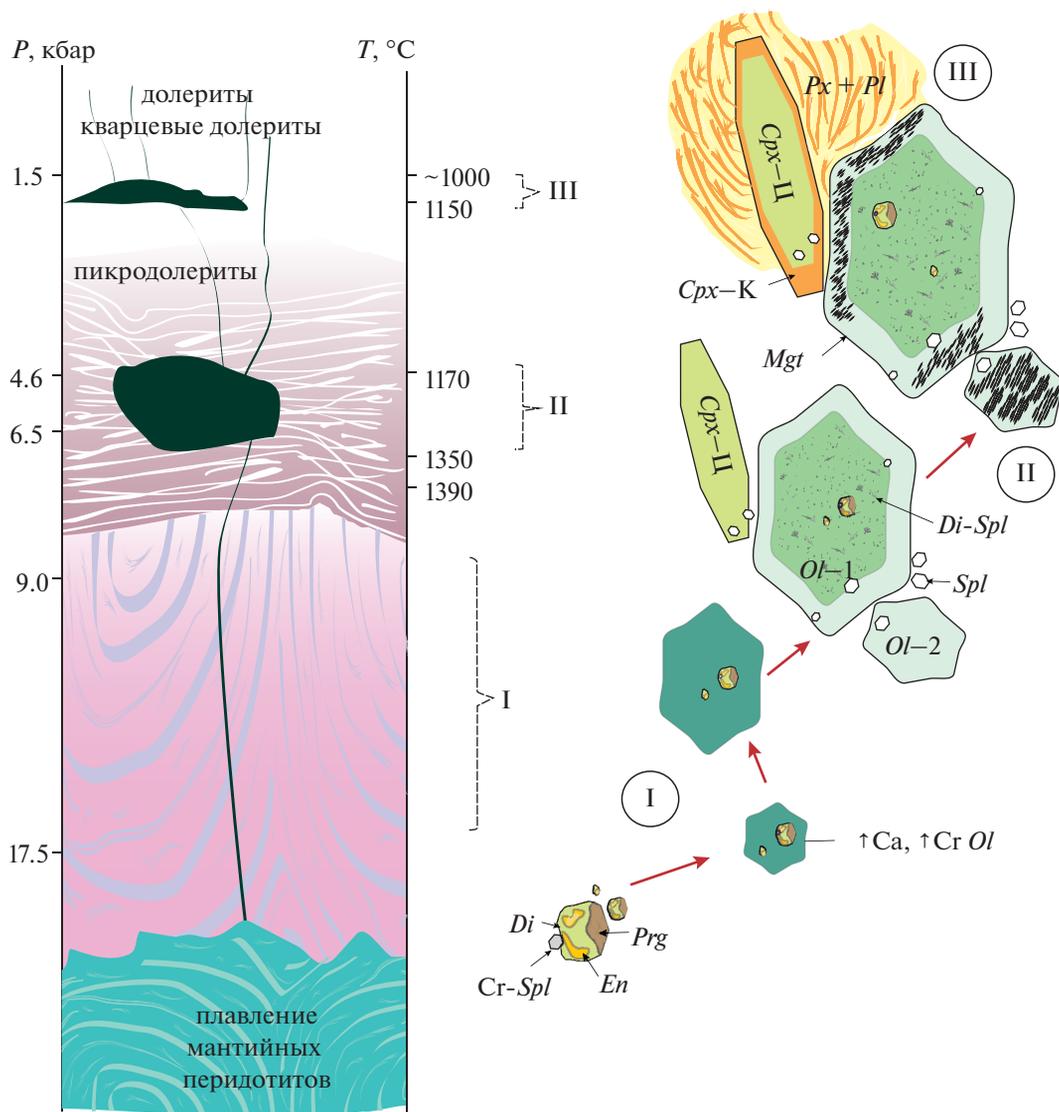


Рис. 12. Модель эволюции высокомагнезиальных расплавов, формирующих интрузивы с возрастом 2.40 млрд лет в Кольско-Норвежском террейне. Римскими цифрами показаны этапы эволюции расплава. Подробнее см. в тексте (Обсуждение результатов и Выводы).

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 контаминаци-

ей архейскими гнейсами. Объяснение может быть найдено, если предположить поступление в расплав флюида, сильно обогащенного радиогенным изотопом ⁸⁷Sr, который образовывался при дегидратации биотита из вмещающих гнейсов при их прогреве высокотемпературной базитовой магмой (Knesel, Davidson, 1999; Степанова и др., 2020). Радиогенный изотоп ⁸⁷Sr мог накапливаться в биотите с высоким отношением ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr за счет радиоактивного распада ⁸⁷Rb 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 смещения, наклон которой соответствует архейскому возрасту (рис. 8в).

Вариации величин $\delta^{18}\text{O}$ 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 $\delta^{18}\text{O}$, валовые пробы пород в подошве силла имеют пониженные величины $\delta^{18}\text{O}$, по сравнению с породами кровли (табл. 5, рис. 11). Однако вариации значений величины $\delta^{18}\text{O}$ в изученных породах могут быть описаны и в рамках контаминации веществом с более высокими содержаниями Nd и Sr и с более высоким отношением $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. На это указывают соотношения концентраций данных элементов и их изотопных характеристик с величиной $\delta^{18}\text{O}$ 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 Srpx –K равновесен с мелкими зернами Srpx долеритовой основной массы пород и кристаллизовался на уровне становления силла. Таким образом, центральные части зерен клинопироксена (Srpx –Ц) несут информацию о более ранних этапах эволюции расплавов, а краевые (Srpx –К) – об этапах становления силлов. Это существенно затрудняет интерпретацию результатов изотопных исследований, которые получены по навескам клинопироксе-

на, 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 $\epsilon_{\text{Nd}}(2.40) = -1.1$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{2.40} = 0.7023$ 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 диоксид-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, Srpx –Ц и краевые части Ol –1 (Ol –1–К).

Последующий подъем расплава на менее глубокие 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 $\delta^{18}\text{O}$ 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 оливиновых 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 *Srx* 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-K*, *Ol-2* и *Srx-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 оранжейты (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., Гальбин 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 перцолитах 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 габ-броноритов 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 симплектиты 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)₂SiO₄ // 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.
- Dobrzynetska L.F., Nordgulen O., Vetrin V.R. et al.* Correlation of the Archean 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 different zones 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., Kamenetskaya 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., Skjervlie 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. Erofeeva¹, A. V. Samsonov¹, A. V. Stepanova², Yu. O. Larionova¹, E. O. Dubinina¹, S. V. Egorova², A. A. Arzamastsev^{3,4}, E. V. Kovalchuk¹, and V. D. Abramova¹

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 $\delta^{18}\text{O}$) 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 gabbro-norite (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 mantle and/or lower crustal material recognized by microxenoliths in *Ol-1-C*. Second contamination stage indicated by clinopyroxene phenocrysts with negative values of $\epsilon_{\text{Nd}}(2.40) = -1.1$. 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