



ПЕТРОЛОГИЯ



Журнал теоретической, экспериментальной и прикладной петрологии, включая петрологию рудовмещающих и продуктивных толщ и сопряженные проблемы наук о веществе Земли и планет.



НАУКА
— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 33, номер 1, 2025

- Позднеплейстоценовый базитовый магматизм и его связь с крупными кальдерными извержениями на острове Итуруп на примере вулкана Клумба, Курильские острова
Т. Ю. Тимина, С. З. Смирнов, Д. В. Кузьмин, А. А. Котов, А. В. Рыбин, В. А. Даниловская, А. Э. Изох 3
- Карбонатизация серпентинитов Срединно-Атлантического хребта: 2. Эволюция химического и изотопного ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, Rb, Sr, Sm, Nd) составов при эксгумации абиссальных перидотитов
Е. А. Краснова, С. А. Силантьев, В. В. Шабыкова, А. С. Грязнова 27
- Петрогенезис и источники вещества пород щелочного редкометального массива Бурпала, Северное Прибайкалье
А. Г. Дорошкевич, В. М. Саватенков, А. В. Малютина, И. А. Избродин, И. Р. Прокопьев, А. Е. Старикова, Т. А. Радомская 45
- Природа первого силикатического вещества Земли: роль водорода?
Л. Я. Аранович, Э. С. Персиков, П. Г. Бухтияров, А. Н. Кошлякова, Н. М. Лебедева 68
- К вопросу о возможности дискриминации постколлизийных и внутриплитных гранитоидов А-типа по геохимическим данным
С. Д. Великославинский, А. Б. Котов, Е. В. Толмачева, Д. П. Крылов, Т. М. Сковитина 79

УДК 552.11

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ И ЕГО СВЯЗЬ С КРУПНЫМИ КАЛЬДЕРНЫМИ ИЗВЕРЖЕНИЯМИ НА ОСТРОВЕ ИТУРУП НА ПРИМЕРЕ ВУЛКАНА КЛУМБА, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА¹

© 2025 г. Т. Ю. Тимина^{1,*}, С. З. Смирнов¹, Д. В. Кузьмин¹, А. А. Котов², А. В. Рыбин^{3,†},
В. А. Даниловская¹, А. Э. Изох¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

²Graduate School of Environmental Studies, Tohoku University, Sendai, Japan

³Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

*e-mail: timina@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 26.03.2024 г.

После доработки 29.07.2024 г.

Принята к публикации 11.08.2024 г.

Андезибазальтовый вулкан Клумба является единственным проявлением посткальдерного вулканизма для центра одного из мощнейших эксплозивных извержений, произошедших в конце неоплейстоцена в пределах Большой Курильской гряды (БКГ) и сформировавших толщу дацитовых пемзовых туфов на перешейке Ветровой на о-ве Итуруп. Детальное изучение минералогии андезибазальтов вулкана Клумба, а также флюидных и расплавных включений в оливине показало, что эволюция питавшей его магмы происходила в пределах островодужной коры на глубинах 15.5–7 км и связана с расплавами, имеющими состав обогащенного магнием (до 9.8 мас. % MgO) низкокалиевого низкоглиноземистого андезибазальта с первоначальным содержанием H₂O 5–6 мас. %. Наиболее ранними минералами андезибазальтов являются оливин и Cr-Al шпинель, к которым позже присоединяются плагиоклаз и пироксены. Кристаллизация вкрапленников происходила при температурах 1000–1200°C. Расплав был насыщен углекислотным флюидом, содержащим примесь SO₂. Плейстоценовый андезибазальтовый магматизм в центральной части о-ва Итуруп носил преимущественно интрузивный характер и привел к образованию в земной коре крупной транскоровой магматической системы (ТКМС), в которую мог входить и дацитовый очаг эксплозивного извержения перешейка Ветровой. Подводящая магматическая система вулкана Клумба рассматривается как часть этой ТКМС, в которой внедрение андезибазальтовых магм с различной степенью дифференциации носило импульсный характер. Предполагается, что формирование таких систем могло происходить в масштабах всего острова. Длительность процессов и объемы интродирования могли быть достаточными, чтобы вызвать частичное плавление в верхних частях земной коры и сформировать очаги мощных эксплозивных извержений, сопряженных с кальдерообразованием.

Ключевые слова: расплавные включения, оливин, базитовый магматизм, транскоровые магматические системы, кальдера, Курильские острова

DOI: 10.31857/S0869590325010015 **EDN:** VEAXLH

ВВЕДЕНИЕ

На о-ве Итуруп в южной части Большой Курильской гряды расположены два центра мощных эксплозивных извержений, произошедших в конце неоплейстоцена—начале голоцена: перешеек

Ветровой и кальдера Львиная Пасть. Оба извержения, вероятно, были крупнейшими эксплозивными событиями в регионе в указанное время. Извержение, образовавшее мощную толщу дацитовых пемзовых туфов на перешейке Ветровой, произошло в конце неоплейстоцена около 20 тыс. лет назад (Булгаков, 2018). Образование кальдеры Львиная Пасть произошло 13–12 тыс. лет назад (Дегтерев и др., 2015) и привело к образованию

[†]Дополнительные материалы размещены в электронном виде по doi статьи.

аналогичных отложений на перешейках Рока и Дозорный в юго-западной части острова. Исследование минерального состава пемз и включений минералообразующей среды во вкрапленниках пемз перешейка Ветровой показали, что извержение происходило из малоглубинного (~3 км) очага дацитовой магмы, возникшей при частичном плавлении верхних частей островодужной коры (Смирнов и др., 2017; Smirnov et al., 2019). Недавно обнаружено, что на перешейке Ветровой около 2000 лет назад произошло еще одно достаточно мощное ($VEI \sim 4-5$) извержение, сформировавшее хорошо выраженный слой пирокластики СКг на южных и центральных островах гряды (Бергаль—Кувикас и др., 2023). Из этого следует, что очаг извержения, породивший толщу туфов в позднем неоплейстоцене, может быть активен и в настоящее время.

Одним из существенных вопросов реконструкции неоплейстоценового эксплозивного вулканизма на о-ве Итуруп, является установление природы тепловой аномалии, вызвавшей плавление в верхних горизонтах островодужной коры и образование больших объемов обогащенной летучими кислот магмы.

Считается, что наиболее вероятным источником тепла, стимулирующим возникновение крупных очагов кислых магм и кальдерообразующие извержения, являются высокотемпературные глубинные магмы (например, Hildreth, 2004). Как правило, они проникают на поверхность после наиболее мощных эруптивных событий и образования кальдер. В результате формируются так называемые посткальдерные или интракальдерные вулканы. Чаще всего это экструзии, стратовулканы и более сложные постройки. Посткальдерные экструзии представляют собой остаточные порции магмы очага кальдерообразующего извержения, потерявшей значительную часть своих летучих компонентов. Однако стратовулканы часто сложены значительно более низкокремнистыми (от средних до основных) продуктами (Брайцева, Мелекесцев, 1989; Селянгин, Пономарева, 1999). В некоторых случаях посткальдерные вулканы образованы примитивными магмами (например, Martynov et al., 2023; Кузьмин и др., 2023), что говорит о связи кальдерообразующих извержений с мантийным магматизмом. Таким образом, именно в продуктах извержений посткальдерных вулканов, состав которых варьирует от средних до основных, может быть заключена информация о процессах, способствующих становлению магматических очагов мощных вулканических эксплозий в островодужных обстановках.

Поздненеоплейстоценовые извержения, приведшие к образованию кальдер и мощных толщ дацитовой пирокластики на о-ве Итуруп, характеризуются необычно слабым посткальдерным вулканизмом. Единственным его проявлением является

небольшой андезибазальтовый вулкан Клумба. Образцы его лав послужили основной для настоящей работы, главной целью которой было реконструировать $P-T$ параметры и режим эволюции магм, послуживших источником тепла для развития очага кальдерообразующего извержения.

ГЕОЛОГИЯ ПЕРЕШЕЙКА ВЕТРОВОЙ И ВУЛКАНА КЛУМБА

Перешеек Ветровой — это низменный участок суши, соединяющий полуостров Медвежий с хребтом Грозный. Он представляет собой поздне-неоплейстоценовую морскую террасу высотой 12–15 м (Грабов, Ищенко, 1982). В западной части перешейка расположен кольцевой, сильно расчлененный хребет, открытый на восток. Внутри его атрио выделяются пирокластический конус с кратероподобным углублением на вершине в южной части, маар оз. Тайное в северной части и вулкан Клумба на южном берегу оз. Тайное (рис. 16).

Кольцевой хребет и возвышенности к западу от него сложены отложениями дацитовых пемзовых туфов поздне-неоплейстоценового роковского комплекса (Ковтунович и др., 2002). Толща сложена отложениями пемзовых пирокластических потоков, переслаивающимися с неконсолидированными лапиллиевыми и псаммитовыми туфами. Она перекрывается мелководными отложениями второй морской террасы верхнего неоплейстоцена. Наиболее поздними осадочными образованиями перешейка являются делювиально-пролювиальные отложения склонов и прибрежно-морские отложения первой морской террасы голоценового возраста (Ковтунович и др., 2002).

Точные соотношения пемзовой толщи и более поздних осадочных отложений с вулканом Клумба установить невозможно из-за плохой обнаженности его подножья. На государственной геологической карте этот вулкан отнесен к богатырскому комплексу позднего неоплейстоцена (Ковтунович и др., 2002).

Вулкан Клумба ($45^{\circ}13'55.9''$ с.ш., $148^{\circ}15'30.7''$ в.д.) имеет форму конуса с овальным основанием (рис. 16), вытянутым в субширотном направлении, размером 620×420 м. Расстояние до него от оси глубоководного желоба составляет около 190 км, что примерно соответствует положению вулканического фронта для северной части о-ва Итуруп (Авдейко и др., 1992). Относительная высота конуса около 80 м, абсолютная — 164.6 м. Венчает конус кратер размером 126×107 м. Северо-восточная часть конуса разрушена. Обнаженность вулкана очень плохая, что не позволяет с большой точностью установить детали его строения. Доступные для опробования обнажения в северной и северо-западных частях вулкана сложены пористыми лавами темно-серого и черного цвета. В одном из

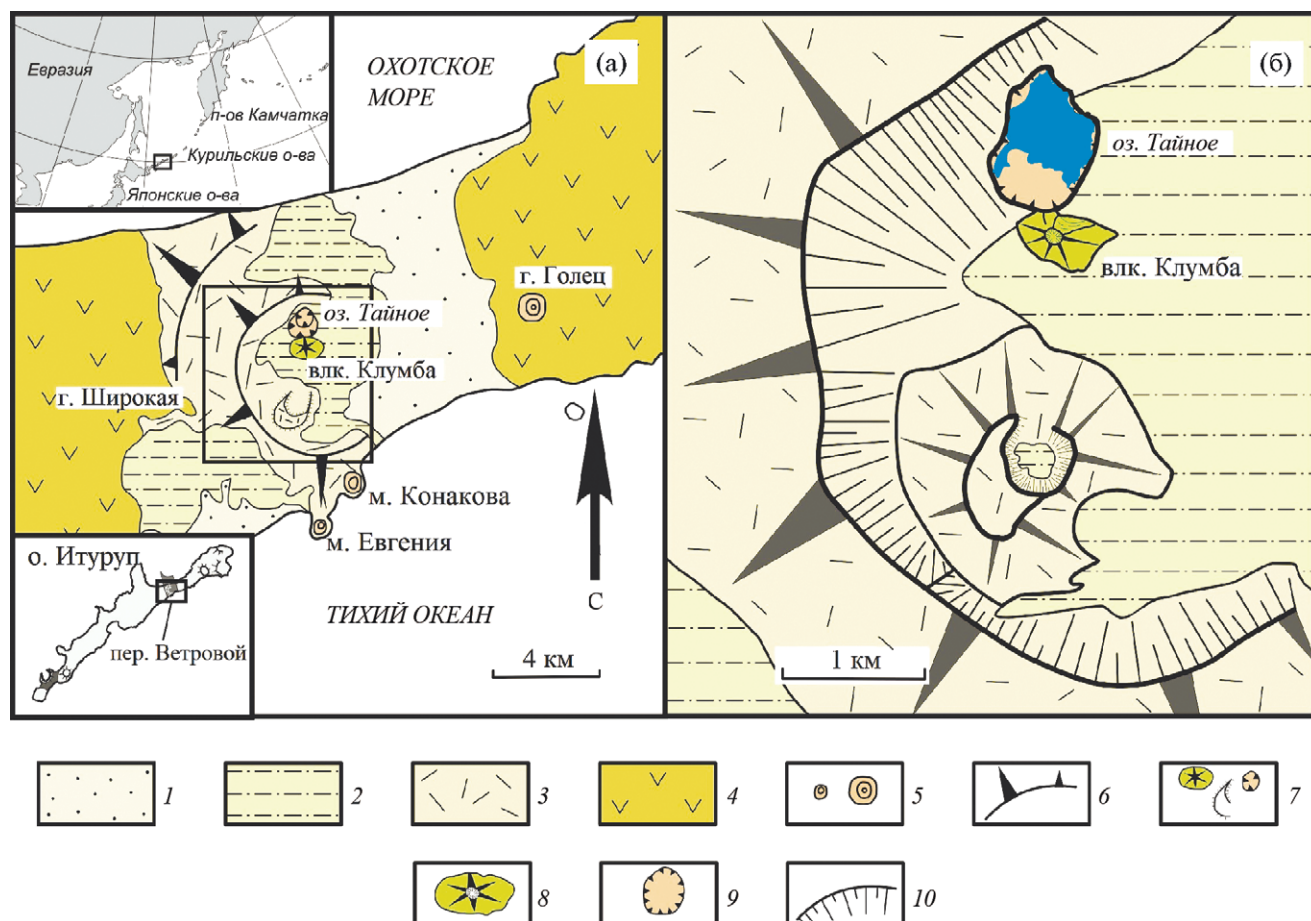


Рис. 1. Схема геологического строения перешейка Ветровой на о-ве Итуруп (а) и геолого-вулканологическая схема района вулкана Клуба (б), показанного прямоугольником на рис. 1а.

На врезках рис. 1а показано положение о-ва Итуруп среди Курильских островов (вверху) и перешейка Ветровой на о-ве Итуруп (внизу). 1 – голоцен, отложения морской террасы; 2 – голоцен, делювиально-пролювиальные отложения; 3 – верхний плейстоцен, пемзовые туфы; 4 – миоцен–плейстоцен, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы; 5 – экструзии; 6 – кольцевые валы; 7 – посткальдерные вулканические аппараты на рис. 1а; 8 – стратовулкан Клуба; 9 – маар оз. Тайное; 10 – внутренние обрывы атрио и кратеров.

обнажений была обнаружена брекчия, в которой обломки сцементированы пирокластическим материалом пепловой размерности. Малые объемы вулканической постройки ($\sim 0.002 \text{ км}^3$) позволяют предположить, что вулкан Клуба является моногенным и сложен преимущественно лавами.

Судя по взаимоотношениям стенки озерной чаши оз. Тайное и вулкана Клуба, вероятно, образование последнего произошло до формирования воронки на месте озера.

Геологическая позиция вулкана Клуба позволяет рассматривать его как одно из проявлений вулканической активности, имевшей место непосредственно после основной фазы эксплозивного извержения, приведшего к возникновению мощной толщи пемзовых туфов и, таким образом, рассматривать его как проявление посткальдерного вулканизма.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для проведения исследований были выбраны 3 образца лав и один образец брекчий, отобранные в 2018 г. из обнажений на северном склоне вулкана Клуба вблизи точки с координатами $45^\circ 13' 58.50''$ с.ш. $148^\circ 15' 36.72''$ в.д. и один образец лавы из подножия вулкана в северо-восточной его части, отобранный А.В. Рыбиным в ходе более ранних работ. Образцы отбирались так, чтобы на них не осталось выветрелых поверхностей.

Для проведения валовых анализов образцы были раздроблены и перетерты в тонкую пудру. Для выполнения минералогических исследований и изучения флюидных и расплавных включений образцы аккуратно размалывались в металлической ступке и просеивались с помощью сит. Зерна вкрапленников отбирались вручную из фракции $+0.25 \dots -1.0 \text{ мм}$ под бинокулярным микроскопом.

После этого они монтировались в шашки из эпоксидной смолы и стачивались с помощью шлифовальных порошков так, чтобы их можно было просматривать с помощью петрографического микроскопа. Финальная полировка производилась с помощью алмазных паст.

Инструментальные исследования выполнялись в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦКП МИИ) на базе Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (Новосибирск).

Содержание главных и второстепенных породообразующих компонентов в породах вулкана Клуба было определено методом рентгенофлуоресцентного анализа с помощью спектрометра ARL 9900 XL. В качестве образца сравнения использовались государственные стандарты DTS-1 и JP-1. Погрешность определения компонентов составляет 2 отн. %. Пределы обнаружения большинства элементов — 0.02 мас. % (Na_2O — 0.2 мас. %, MgO — 0.1 мас. %). Расчет концентраций осуществлялся методом фундаментальных параметров (Афонин и др., 1984). Потери при прокаливании определялись весовым методом после прокаливания при 950°C в течение 2 ч. Содержания редких и рассеянных элементов определялись методом масс-спектрометрии индуктивно связанной плазмы (ИСП МС) на масс-спектрометре Finnigan Element-2 (Германия) с двойной фокусировкой.

Изучение минерального состава и структуры пород вулкана Клуба проводилось на электронном сканирующем микроскопе Tescan Mira 3 LMU. При петрографическом описании пород использовались изображения в обратнорассеянных электронах (BSE-изображения) и карты интенсивностей характеристического рентгеновского излучения.

Определение химического состава породообразующих минералов проводилось на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JXA-8230 методом волнодисперсионной спектроскопии (ВДС). Условия съемки (сила тока, время накопления сигнала и образцы сравнения) подбирались в каждом конкретном случае индивидуально. Параметры съемки для оливинов: ускоряющее напряжение — 20 кВ, ток зонда 250 нА, время накопления сигнала элементов-примесей на пиках аналитических линий составляло 80 с для Mn, 120 с для Cr и Ca, 160 с для Co, 180 с для Al, 200 с для Ni и 240 с для Ti. Увеличение силы тока и времени накопления сигнала позволяют существенно снизить порог обнаружения примесных элементов (Sobolev et al., 2007). Предел обнаружения элементов (по критерию 3σ) составляет (мас. %): 0.0015 — (Ca), 0.002 — (Ni, Al), 0.003 — (Co, Cr, Ti), 0.004 — Mn. Погрешность измерений при концентрациях 0.1–0.2 мас. % не превышает 2–3 отн. %. В качестве образцов

сравнения использовались оливин Сан-Карлос USNM-111312/444 и фаялит USNM 85276 (Fe, Mn).

Параметры съемки кристаллических включений хромшпинели в оливине: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 50 нА. Время накопления сигнала элементов на пиках аналитических линий составляло 30 с для Cr и Fe, 40 с для Al и Mg, 60 с для Mn, Ti, V и Ca, 90 с для Zn и Ni, 20 с для Si (для контроля захвата матрицы). Предел обнаружения элементов (по критерию 3σ) для большинства элементов составляет 0.005 мас. % (для V — 0.01 мас. %, для Ca и Ni — 0.003 мас. %). Погрешность измерений при концентрациях 0.1–0.2 мас. % составляет 2–5 отн. %. В качестве образцов сравнения были ильменит GF-55, алюмошпинель, гематит, оксиды TiO_2 и Cr_2O_3 . При пересчете концентраций было учтено влияние наложений аналитических линий VK α и TiK β .

Для получения гомогенных стекол были проведены термометрические эксперименты в вертикальной трубчатой печи Nabertherm RHTV 1700, сконструированной на базе ГЕОХИ РАН (Москва) (Крашенинников и др., 2017). Прогрев осуществлялся в две стадии: 1) нагрев и выдержка зерен оливина в течение 8 мин при 750–800°C; 2) дальнейший нагрев и выдержка в течение 5 мин при 1250°C и фугитивности кислорода, соответствующей буферу QFM+1.5. Закалка осуществлялась отстрелом в воду. Для дальнейших исследований рентгеноспектральными методами прогретые включения выводились на поверхность с помощью алмазных паст.

Содержание главных элементов в стеклах гомогенизированных включений определялось методом энергодисперсионной спектроскопии (ЭДС) на сканирующем электронном микроскопе Tescan Mira 3 LMU. Ускоряющее напряжение — 20 кВ, ток зонда 1 нА. «Живое» время накопления сигнала — 60 с. Пределы обнаружения элементов составляют 0.1–0.3 мас. %. Анализ проводился в режиме сканирования участка от 10×10 до 20×20 мкм, чтобы минимизировать потери натрия. Определение P, S и Cl проводилось на электронном микрозонде JEOL JXA-8230 методом ВДС. Ускоряющее напряжение — 20 кВ, ток зонда 100 нА. Время накопления сигнала для P — 60 с, для S и Cl — 90 с. Предел обнаружения элементов (по критерию 3σ), в мас. %: P — 0.006, S — 0.008, Cl — 0.003. Погрешность измерений при концентрациях 0.1–0.2 мас. % составляет 2–6 отн. %.

Определение состава газовой фазы расплавных и флюидных включений проводилось методом КР-спектроскопии на спектрометре Horiba LabRam HR 800 с полупроводниковым детектором Horiba Scientific Symphony II, охлаждаемым жидким азотом (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Возбуждение проводилось твердотельным лазером

с длиной волны 532 нм и мощностью 50 мВт. На анализируемом объекте лазерный луч фокусировался в цилиндр диаметром 2 мкм. Глубина области фокусировки определялась диаметром конфокальной диафрагмы, которая устанавливалась в диапазоне 50–100 мкм.

Мольные соотношения газовых компонентов во флюидных включениях и газовых пузырьках расплавных включений рассчитывались на основании соотношений интенсивностей рамановских линий в соответствии со стандартными подходами (например, Frezzotti et al., 2012) с учетом величин относительных рамановских сечений по (Burke, 2001). Плотность углекислоты во флюидных включениях и газовых пузырьках расплавных включений определялась по методике и в соответствии с уравнением калибровки (Миронов и др., 2020).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛАВ ВУЛКАНА КЛУМБА

Лавы вулкана Клумба представляют собой массивные пористые андезибазальты с серийно-порфировой структурой. В них присутствуют вкрапленники (0.3–2 мм) плагиоклаза (60–70% от общего числа вкрапленников), клино- и ортопироксенов (30–40%) и оливина (5–10%). Темно-серый раскристаллизованный матрикс (примерно 60 об. %) сложен плагиоклазом, пироксенами и Fe-Ti оксидами (рис. 2). Кроме вкрапленников были обнаружены гломеропорфировые сростки плагиоклаза с пироксеном, оливином и магнетитом. Обломки в брекчии идентичны по минеральному составу и строению андезибазальтам лав, поэтому далее мы будем рассматривать их не разделяя.

Химический состав андезибазальтов вулкана Клумба был определен впервые и представлен в Supplementary² 1, ESM_1.xlsx и на рис. 3 и 4. На диаграмме SiO₂–сумма щелочей (Le Maitre et al., 2002) составы изученных образцов попадают в поле андезибазальтов нормального ряда с SiO₂ 56.05–57.4 мас. % и MgO от 3.58 до 4.06 мас. % (рис. 3). По

содержанию Al₂O₃, CaO и K₂O их составы соответствуют высокоглиноземистым (Kuno, 1960; Магматические ..., 1983) среднекальциевым и низкокальциевым (Macdonald et al., 2000; Gill, 1981) породам (рис. 3б–3г). Сопоставление (рис. 4а) с другими вулканами о-ва Итуруп показывает, что составы андезибазальтов вулкана Клумба характеризуются повышенным содержанием FeO, сопоставимым с базальтами вулкана Атсонопури.

Спектры распределения редких и рассеянных элементов, нормированных на состав примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), характеризуются слабым обогащением LILE, наличием отчетливых Nb и Ti минимумов, Pb и Sr максимумов и недифференцированным характером распределения редкоземельных элементов ((La/Yb)_N = 1.5–1.8) с плохо выраженным Eu минимумом (Eu/Eu* = Eu_N/(√Sm_N + Gd_N)) – 0.18) (рис. 5а–5б). Андезибазальты Клумбы обладают низкими значениями Th/Yb (0.32), Ba/Th (175.7), La/Sm (1.64), Sm/Yb (0.99), Lu/Hf (0.22) (рис. 5).

Сопоставление с составами изверженных пород о-ва Итуруп показывает, что продукты извержений вулкана Клумба отвечают составам пород вулканического фронта, имеющих относительно высокую степень фракционирования.

МИНЕРАЛОГИЯ АНДЕЗИБАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА КЛУМБА

Оливин. В лавах вулкана Клумба присутствуют две группы вкрапленников, отличающихся своим строением. Они примерно соответствуют типам вкрапленников, выделенных в работе (Тимина и др., 2022). В первую группу (оливин-I (Ol-I)) входят вкрапленники, имеющие идиоморфные очертания. Кристаллы в этой группе обладают ярко выраженной прямой (Ol-Ia) и обратной (Ol-Ib) химической зональностью (рис. 6а–6в). Границы между зонами нечеткие. Данные о составах оливина приведены в (Supplementary1, ESM_2.xlsx). Содержание Fo молекулы в ядрах вкрапленников с прямой зональностью варьирует от 85 до 75 мол. %. К краевым зонам оно несколько уменьшается и составляет 82–73 мол. %. Вкрапленники с обратной зональностью имеют более железистый состав. Их ядра слагает оливин с Fo 72–73 мол. %. Во внешних зонах его содержание увеличивается до 76–79 мол. %.

Во вкрапленниках оливина-I с понижением Fo снижаются содержания (мас. %) NiO от 0.16 до менее 0.05 (рис. 7а), Al₂O₃ от 0.029 до 0.008 (рис. 7б) и Cr₂O₃ от 0.04 до практически пороговых значений, в то время как содержание MnO растет от 0.2 до 0.5 (рис. 7в). Содержание CaO варьирует в относительно узких пределах 0.14–0.17 мас. % (рис. 7г), но имеет тенденцию к снижению с уменьшением форстеритового минала. Составы вкрапленников с прямой и обратной зональностью ложатся

²Дополнительные материалы к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены в Supplementary 1: ESM_1.xlsx – Составы пород вулкана Клумба; ESM_2.xlsx – Химический состав оливинов из андезибазальтов вулкана Клумба; ESM_3.xlsx – Химический состав ортопироксенов из андезибазальтов вулкана Клумба; ESM_4.xlsx – Химический состав клинопироксенов из андезибазальтов вулкана Клумба; ESM_5.xlsx – Химический состав плагиоклазов из андезибазальтов вулкана Клумба; ESM_6.xlsx – Химический состав шпинели и оливина-хозяина; ESM_7.xlsx – Измеренные и реконструированные составы расплавных включений в оливине.

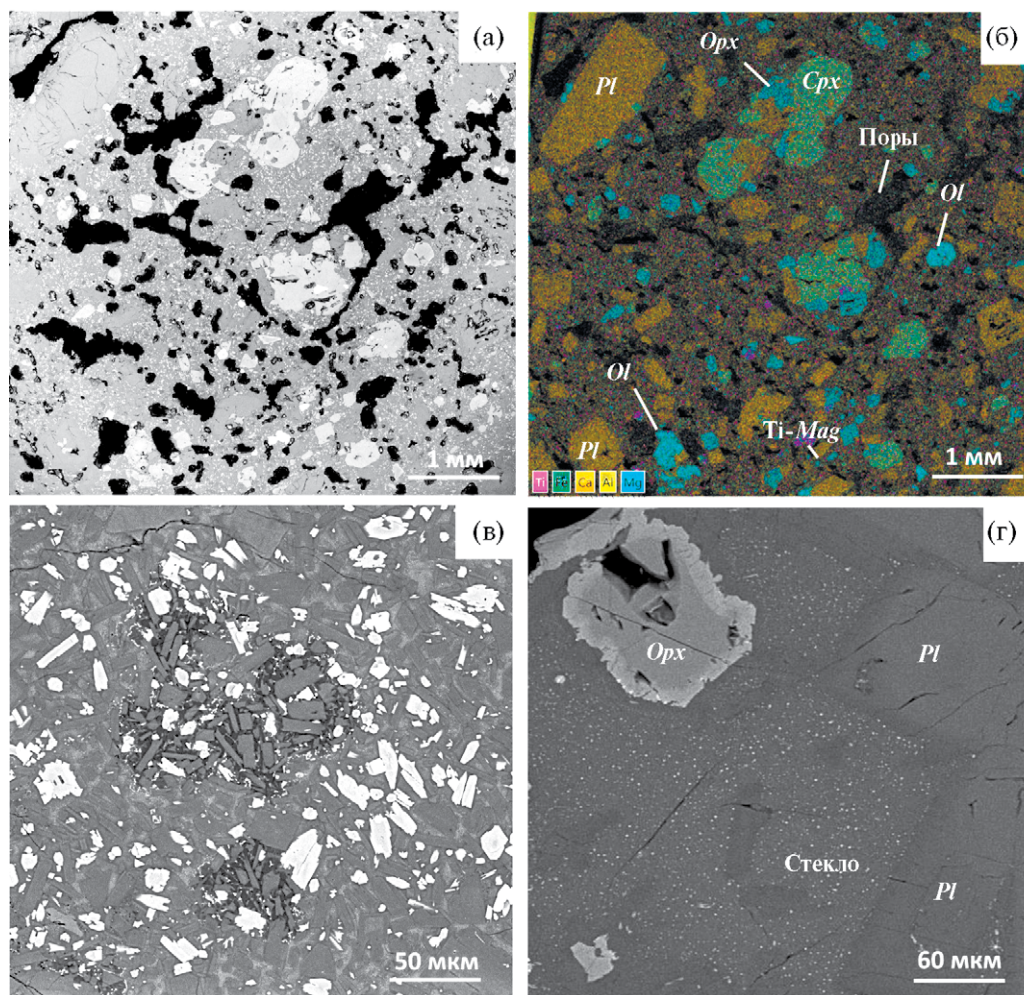


Рис. 2. Структура и минеральный состав андезибазальтов вулкана Клуба.

(а) и (б) – BSE-изображения вкрапленников и основной массы андезибазальта и карта характеристического рентгеновского излучения в смешанных цветах; (в) и (г) – BSE-изображения фрагментов основной массы с различной степенью раскристаллизованности. *Ol* – оливин, *Orx* – ортопироксен, *Crx* – клинопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Ti-Mag* – титаномagnetит.

на единый тренд эволюции (рис. 7). Оливин-I содержит кристаллические включения Cr-Al шпинели (Cr_2O_3 20–32.8 мас. %), плагиоклаза (An_{93-90}), а также первичные расплавные и флюидные включения. Включения Cr-Al шпинели встречаются в наиболее магнезиальном оливине-I, а включения плагиоклаза характерны для более железистого.

Во вторую группу (оливин-II) входят вкрапленники, которые отличаются от оливина-I наличием по периферии реакционных кайм, сложенных ортопироксеном. Внутренние части таких кайм, непосредственно примыкающие к неизмененному оливину, часто представляют собой магнетит-ортопироксеновые симплектитовые сростки, в то время как внешние части сложены мономинеральным ортопироксеном (рис. 6г–6д). Вкрапленники оливина-II обладают относительно однородным составом: различие между ядерной и краевой частями

составляет одну–две форстеритовых единицы. Оливин-II, по сравнению с оливином-I, обладает более железистым составом с Fo 72–66 мол. %. Он содержит кристаллические включения обогащенного Cr_2O_3 магнетита (3.8–5.6 мас. % Cr_2O_3). Значительно реже, чем в оливине-I, присутствуют расплавные включения. Этот оливин встречается в сростках с плагиоклазом и Fe-Ti оксидами.

Область составов оливина-II является продолжением тренда, образуемого составами оливина-I. На рис. 7а–7в видно, что они частично перекрываются. Следует отметить, что содержание Cr_2O_3 в оливине-II < 0.003 мас. %, а содержание NiO постоянно, содержания MnO и CaO увеличиваются по мере снижения Fo .

Кроме оливинов, описанных выше, в брекчии был обнаружен оливин-II со специфическим внутренним строением. Он отличается тем,

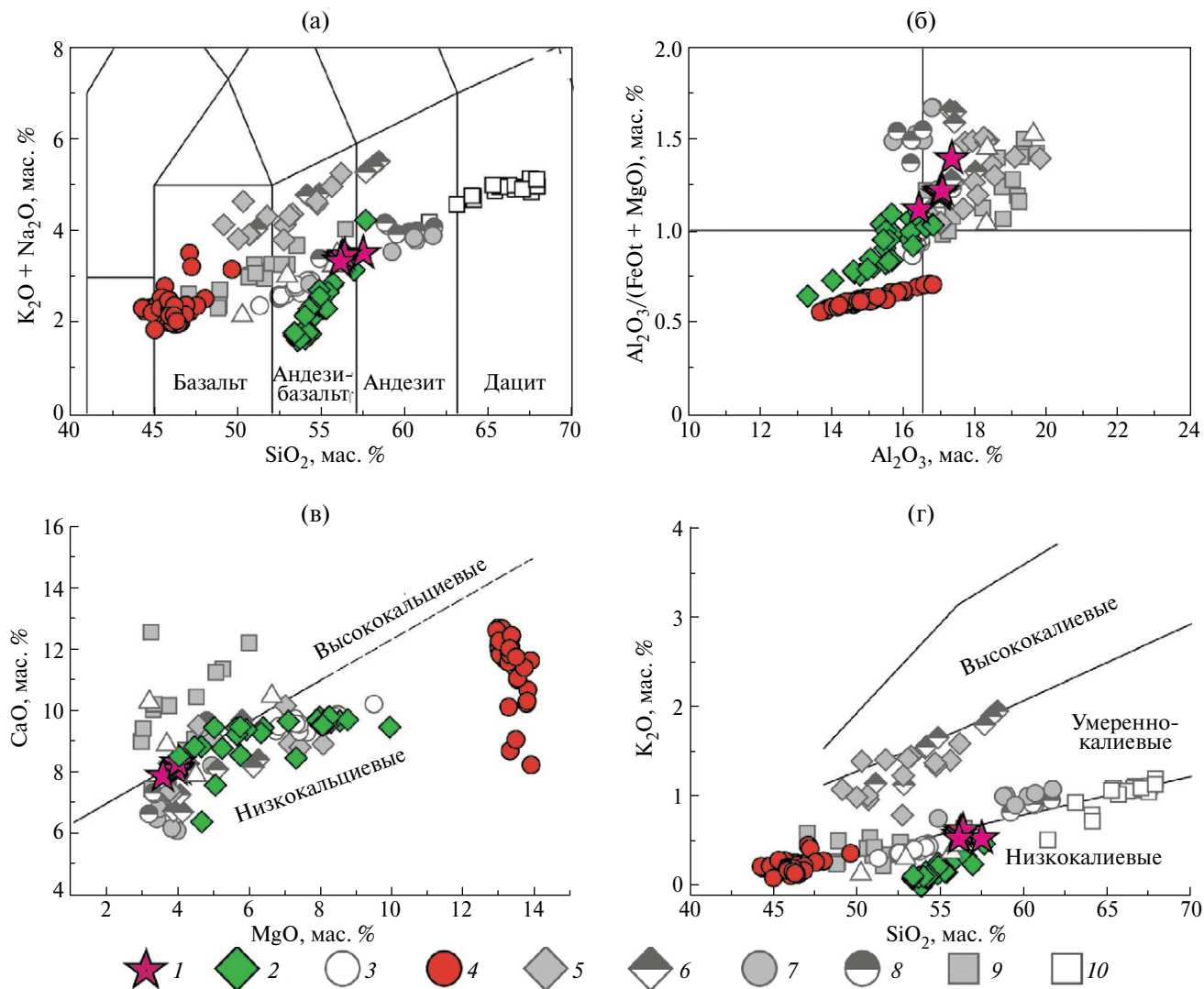


Рис. 3. Петрогенные компоненты андезибазальтов вулкана Клуба в сопоставлении с породами других вулканов о-ва Итуруп.

(а) – TAS диаграмма (Le Maitre et al., 2002); (б) – глиноземистость по (Kuno, 1960) и классификационной схеме (Магматические ..., 1983); (в) – классификация по содержанию CaO (Macdonald et al., 2000); (г) – классификация по содержанию K₂O (Gill, 1981). 1 – андезибазальты вулкана Клуба; 2 – реконструированные по расплавленным включениям в оливине составы материнских расплавов вулкана Клуба; 3 – породы вулкана Меньший Брат (Кузьмин и др., 2023); 4 – реконструированные по расплавленным включениям в оливине составы расплавов вулкана Меньший Брат (Кузьмин и др., 2023); 5 – составы пород вулкана Чирип (неопубликованные данные авторов); 6 – составы пород вулкана Богдан Хмельницкий (неопубликованные данные авторов); 7 – составы пород вулкана Баранского (неопубликованные данные авторов); 8 – составы пород вулкана Иван Грозный (неопубликованные данные авторов); 9 – составы пород вулкана Атсонопури (неопубликованные данные авторов); 10 – составы дацитовых пемз перешейка Ветровой и Белые скалы (Smirnov et al., 2019; Бергаль–Кувиас и др., 2023).

что в ортопироксеновой кайме отсутствуют симплектитовые вроски и он рассечен прожилками, заполненными оксидами железа (Ол-Пс) (рис. 6е). Кроме этого, тончайшие симплектитовые вроски железистых оксидов развиты вдоль трещин непосредственно в оливине. Ол-Пс отличается высокой для оливина-II магнезиальностью (*Fo* # 79–88) с одновременно аномально низким содержанием NiO (0.11–0.2 мас. %) и высоким – MnO

(0.37–0.45 мас. %). На рис. 7 видно, что составы Ол-Пс лежат вне тренда, обусловленного магматической кристаллизацией. Кристаллических, расплавленных и флюидных включений в таком оливине не наблюдается.

Mg-Fe пироксены встречаются в виде вкрапленников (0.3–0.5 мм) (*Орх*-I) и микролитов основной массы (*Орх*-III). Вкрапленники, как правило, имеют идиоморфные очертания (рис. 8а–8б). Для них

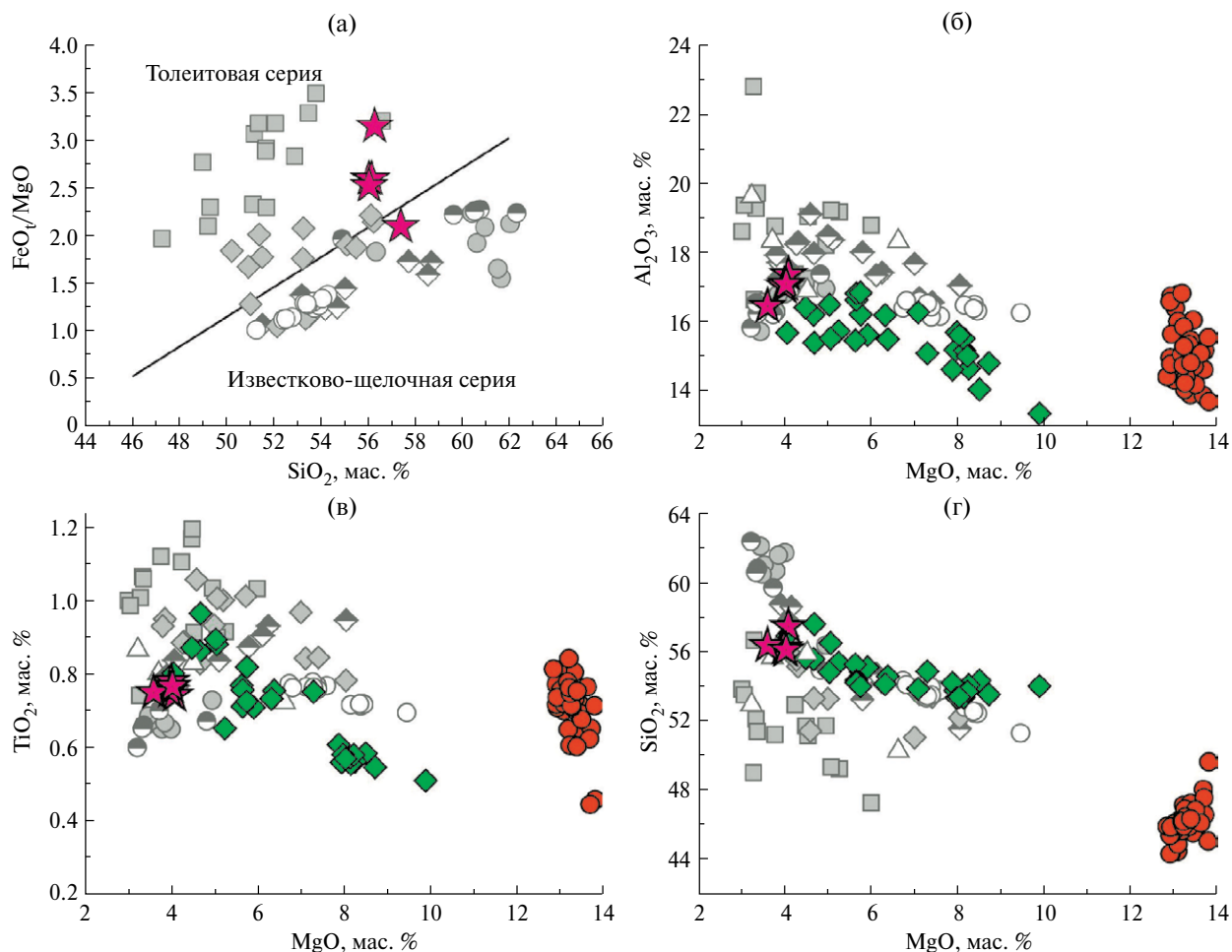


Рис. 4. Вариационные диаграммы андезибазальтов вулкана Клуба и продуктов извержений других вулканов о-ва Итуруп. Граница полей толеитовой и известково-щелочной серий по (Miyashiro, 1974). Условные обозначения см. на рис. 3.

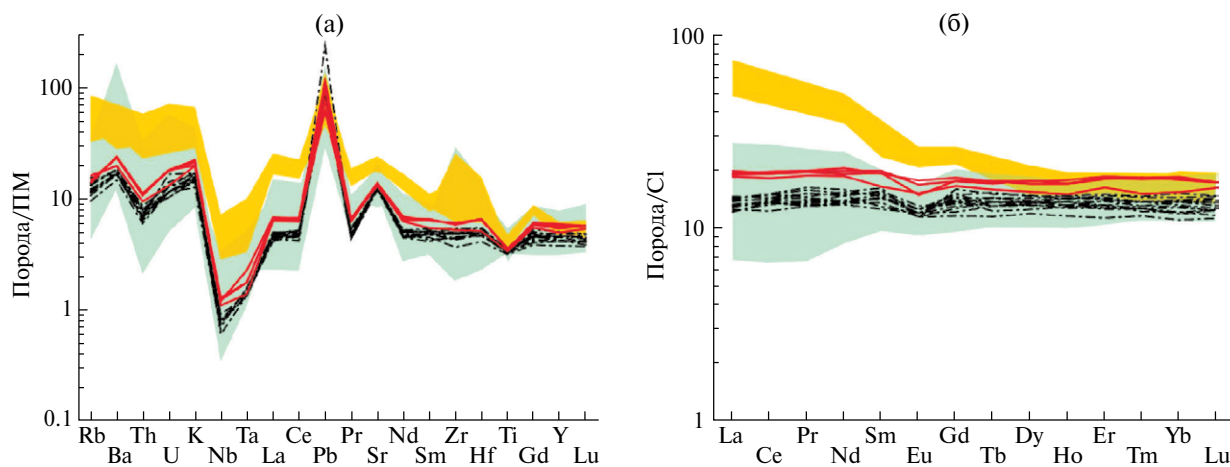


Рис. 5. Редкоэлементный состав андезибазальтов вулкана Клуба в сравнении с другими вулканами о-ва Итуруп: (а) — спектры распределения редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989); (б) — спектры редкоземельных элементов, нормированных на состав углистого хондрита C1 (McDonough, Sun, 1995); желтое поле — составы продуктов извержений тыловых четвертичных вулканов о-ва Итуруп; зеленое поле — составы продуктов извержений вулканического фронта о-ва Итуруп; пунктир — составы пород вулкана Меньший Брат.

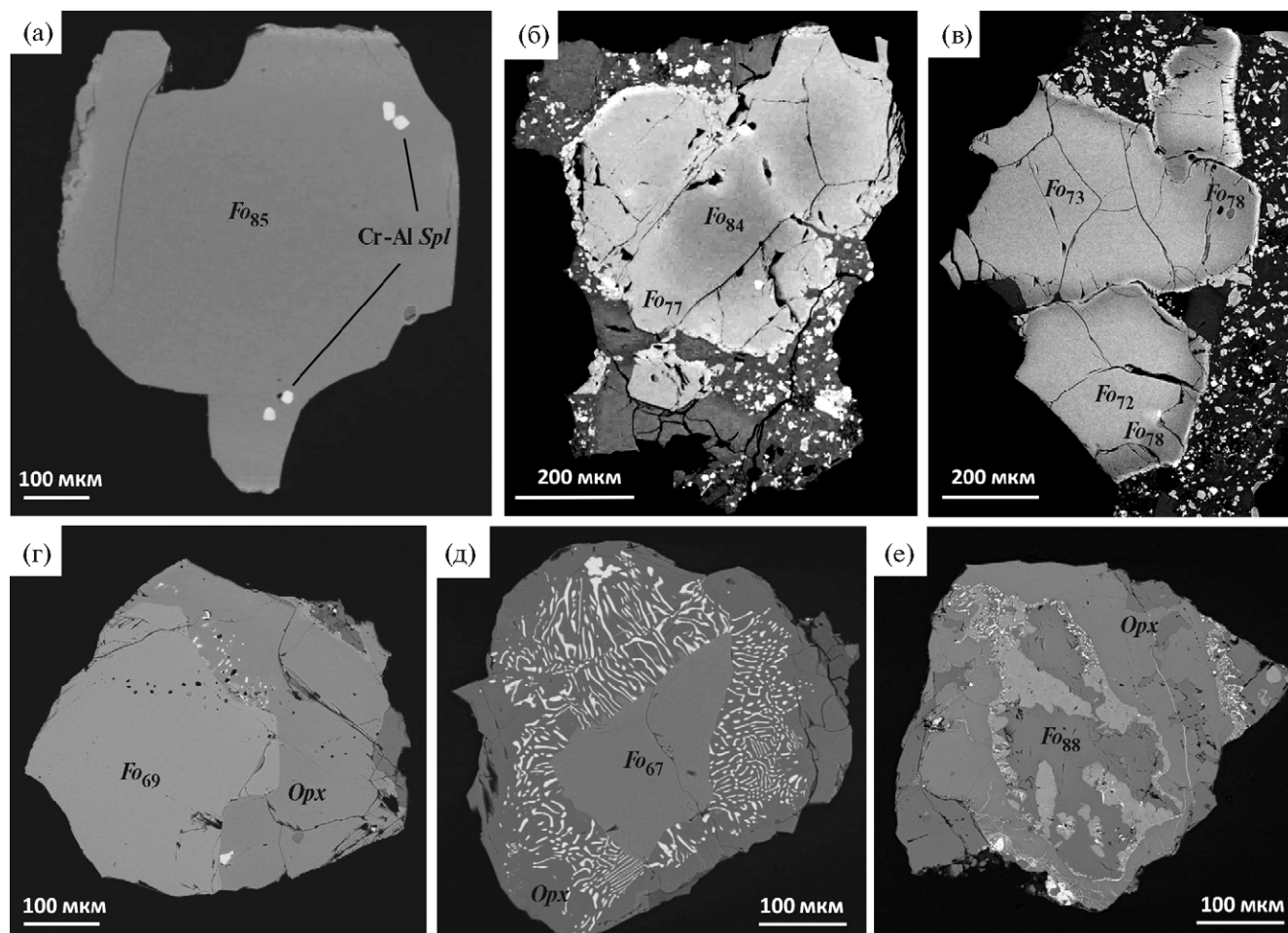


Рис. 6. BSE-изображения вкрапленников оливина из андезибазальтов вулкана Клуба.

(а) и (б) – оливин-I с прямой зональностью, (в) – оливин-I с обратной зональностью, (г) – оливин-II с оторочкой ортопироксена, (д) – оливин-II, окруженный магнетит-ортопироксеновой симплектитовой каймой, (е) – высокомагнезиальный оливин-II. *Fo* – форстеритовый минал, *Opx* – ортопироксен, *Cr-Al Spl* – кристаллические включения Cr-Al шпинели.

характерна прямая и обратная химическая зональность. Их центральные части по составу отвечают бронзиту и гиперстену с $Mg\#$ 0.67–0.75, содержание *Wo* от 1.8 до 3.8 мол. % (рис. 9а). Наибольшие вариации отмечаются для Al_2O_3 (0.55–1.83 мас. %) и MnO (0.36–1.06 мас. %) при относительно стабильном содержании TiO_2 (0.12–0.32 мас. %) (см. Supplementary 1, ESM_3.xlsx). Реже встречаются вкрапленники с узкими высококальциевыми каймами (*Wo* 8–12 мол. %) и резко пониженной $Mg\#$ (0.52–0.58) (рис. 8в и 9б–9г) (*Opx*-IV). По составу каймы похожи на микролиты основной массы.

Помимо вкрапленников Mg-Fe пироксены, как отмечалось выше, образуют оторочки вокруг вкрапленников оливина-II (*Opx*-II), часто имеющие симплектитовое строение (рис. 6д). Такое же строение имеют пироксены в некоторых сростках (рис. 8г). Мы считаем, что каймы и кристаллы с симплектитовым строением имеют одинаковую

природу и рассматриваем их как однотипные. По составу описываемые пироксены похожи на вкрапленники *Opx*-I, отличаясь лишь чуть более высоким содержанием Al_2O_3 (0.85–2.65 мас. %) (см. Supplementary 1, ESM_3.xlsx). Мономинеральные каймы и каймы с симплектитовым строением имеют близкие составы. Магнезиальность ортопироксенов реакционных кайм близка таковой оливина, по которому они образуются ($Mg\#$ 0.65–0.71 и 0.62–0.75 соответственно).

Пироксены вкрапленников и кайм по оливину-II также близки по составу (рис. 9), за исключением некоторых наиболее железистых с повышенной концентрацией MnO , до 1.1 мас. % (рис. 9в). Микролиты основной массы отличаются более низкой магнезиальностью и тенденцией к обеднению Al_2O_3 и TiO_2 , по сравнению с вкрапленниками и оторочками по оливину-II (рис. 9б и 9г), и обогащению CaO (рис. 9а).

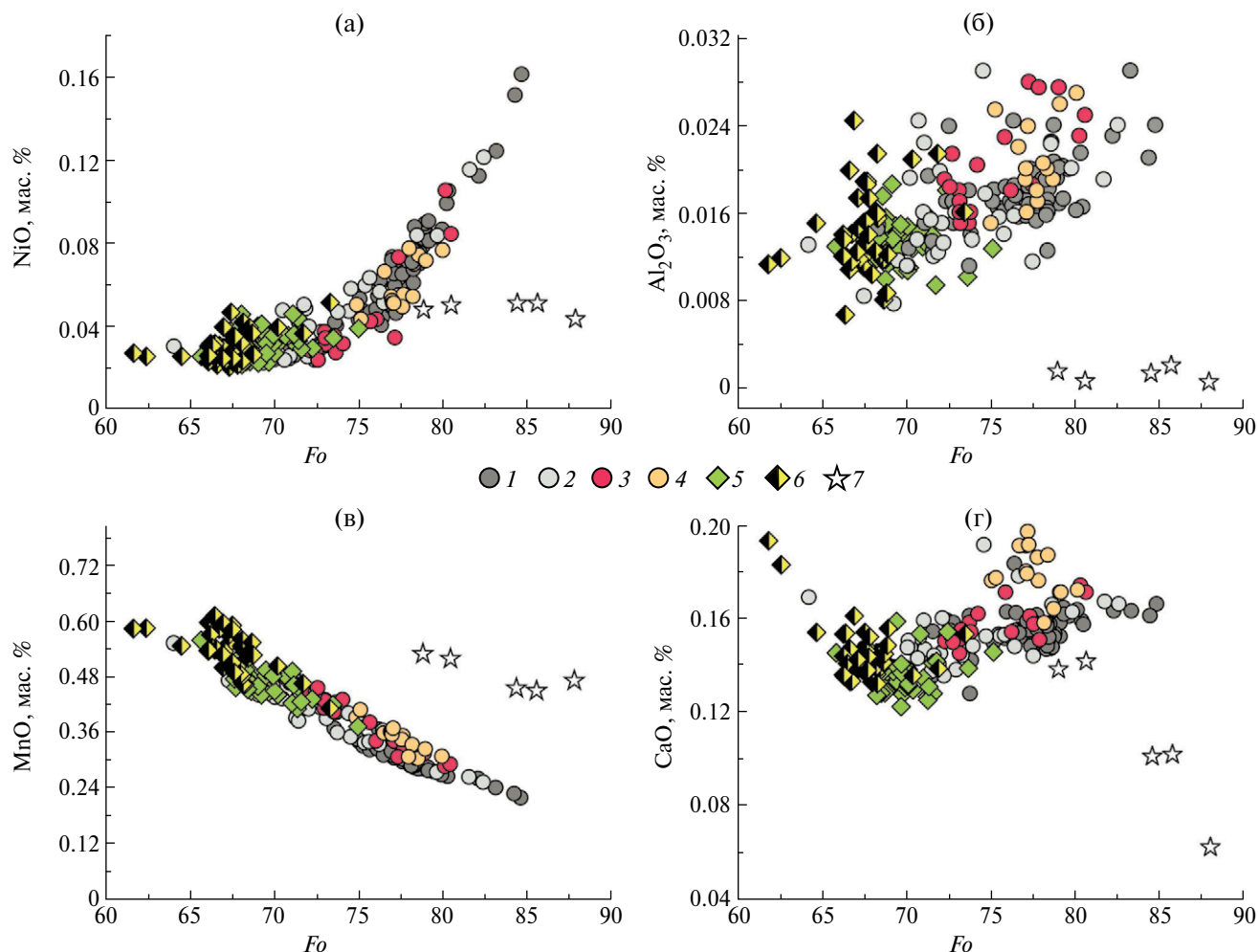


Рис. 7. Составы оливина из андезитобазальтов вулкана Клуба:

1, 2 – составы ядер (1) и краевых зон (2) оливина-I с прямой зональностью (Ol-Ia); 3, 4 – составы ядер (3) и краевых зон (4) оливина-I с обратной зональностью (Ol-Ib); 5 – составы оливина-II с каймами ортопироксена (Ol-IIa); 6 – составы оливина-II с симплектитовыми магнетит-ортопироксеновыми каймами (Ol-IIb); 7 – составы высокомагнезиального оливина-II (Ol-IIc).

Для вкрапленников Mg-Fe пироксенов характерно обилие комбинированных расплавных включений и кристаллических включений, среди которых установлены основной плагиоклаз и оливин. Реже встречаются флюидные включения и иногда присутствуют симплектитовые вроски магнетита.

Клинопироксены образуют хорошо ограненные кристаллы (рис. 8д, 8е). Состав вкрапленников соответствует высококальциевому авгиту ($Wo = 37–45\%$) с $Mg\#$ 66–80 (рис. 9а). Во вкрапленниках авгита так же, как в оливине и Fe-Mg пироксенах, нередко наблюдается обратная химическая зональность, выражающаяся в повышении магнезиальности к краю, причем наиболее высокие значения $Mg\#$ (77–80) с одновременно высоким содержанием Cr_2O_3 (до 0.32 мас. %) характерны именно для таких краевых зон. Содержание во вкрапленниках MnO (0.2–0.7 мас. %) увеличивается по мере

снижения магнезиальности. Наблюдаются также вариации (мас. %) по Na_2O (0.15–0.35) и TiO_2 (0.25–0.65), содержания которых при уменьшении магнезиальности авгита возрастают. Содержание Al_2O_3 варьирует в широких пределах от 0.9 до 3.4 мас. %, но не проявляет четкой корреляции с магнезиальностью авгита. Составы клинопироксенов приведены в Supplementary 1, ESM_4.xlsx.

Вкрапленники авгита содержат расплавные, реже флюидные включения, а также включения кристаллических фаз. Среди кристаллических включений диагностированы плагиоклаз, магнетит, апатит и ортопироксен, изредка встречается оливин.

Плагиоклаз является доминирующим минералом ассоциации вкрапленников. Он встречается в виде отдельных кристаллов и крупных сростков с оливином $Fo_{72–75}$ (рис. 8ж). В таких сростках

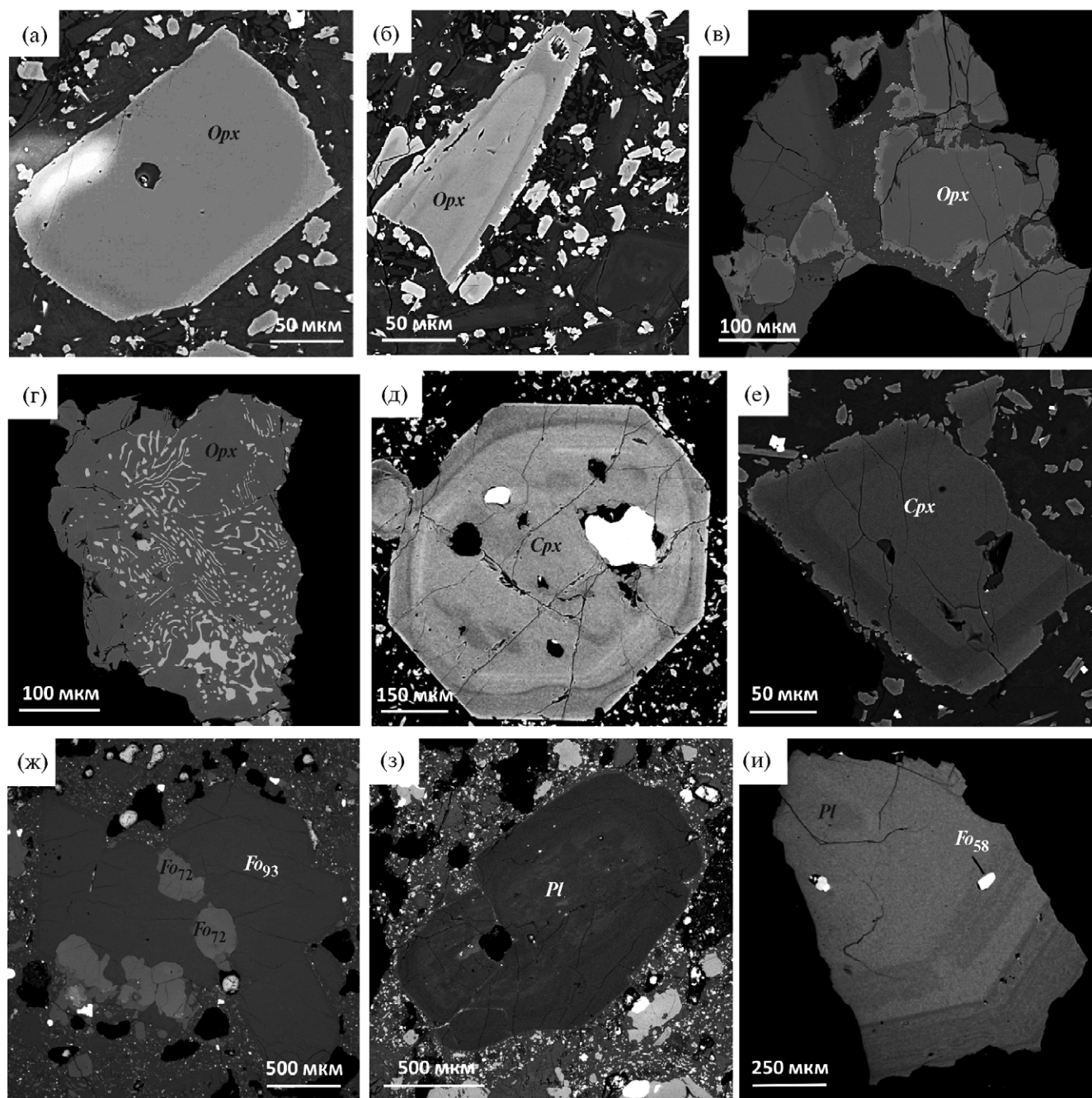


Рис. 8. BSE-изображения вкрапленников пироксенов и плагиоклаза из андезитобазальтов вулкана Клуба.

(а) и (б) — ортопироксен с обратной зональностью, (в) — ортопироксены с прямой зональностью и с высококальциевыми каймами, (г) — сросток ортопироксенов с симплектитовым строением, (д) и (е) — клинопироксен с обратной зональностью, (ж) — сросток однородного высококальциевого анортита вместе с железистым оливином-I, (з) и (и) — плагиоклаз с ритмической концентрической зональностью. *An* — анортитовый минал, *Fo* — форстеритовый минал, *Orx* — ортопироксен, *Crx* — ортопироксен.

плагиоклаз однороден по химическому составу (An_{90-95}), что делает их похожими на алливалиты, которые встречаются в виде ксенолитов в продуктах извержений островодужных вулканов (Волынец и др., 1978; Плечов и др., 2008; Шишкина и др., 2009) и в расслоенных габброидных интрузиях древних островных дуг (Изох и др., 1990).

Одиночные вкрапленники плагиоклаза достигают размеров 0.5–2 мм и имеют различное зонально-секториальное строение. Одна часть вкрапленников содержит однородные ядра с высоким содержанием анортитового минала (An_{85-95}), окруженные каймой со слабо выраженной прямой зональностью. По главным компонентам составы

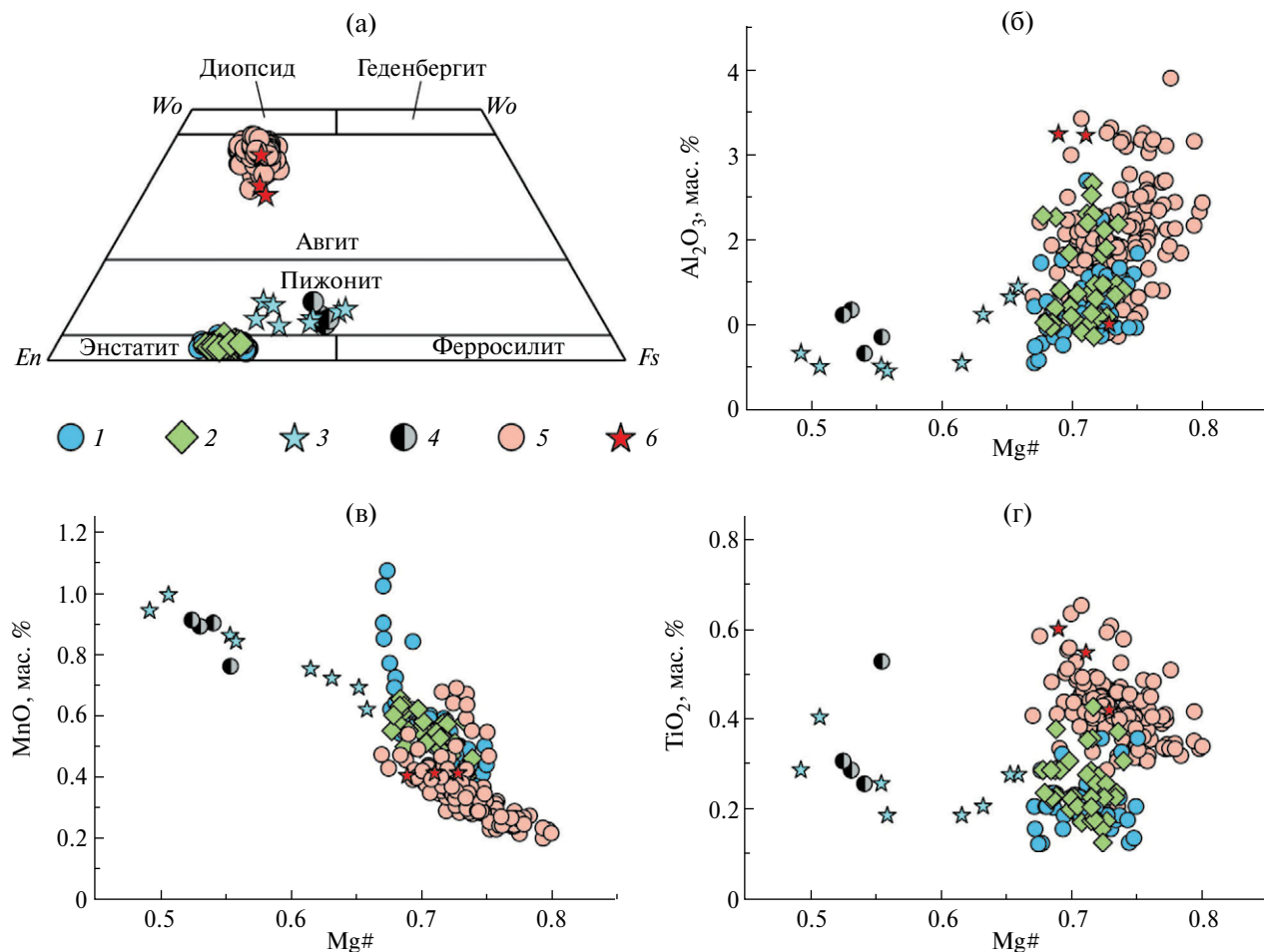


Рис. 9. Составы пироксенов вулкана Клуба: 1 – вкрапленники ортопироксена (*Орх*-I); 2 – ортопироксен оторочек вокруг оливина-II (*Орх*-II); 3 – микролиты ортопироксена в основной массе (*Орх*-III); 4 – каймы высокожелезистого ортопироксена вокруг вкрапленников и микролитов основной массы (*Орх*-IV); 5 – вкрапленники клинопироксена (*Срх*-I); 6 – микролиты клинопироксена в основной массе (*Срх*-II).

плагиоклаза этого типа в разных зонах роста варьируют в пределах нескольких анортитовых единиц, содержание K_2O – ниже предела обнаружения. Для другой части вкрапленников характерна четко выраженная ритмичная концентрическая зональность и в целом более натровый (An_{45-85}) состав. Содержание K_2O в таких вкрапленниках достигает до 0.36 мас. %. Плагиоклазы основной массы (An_{38-64}) содержат 0.1–0.73 мас. % K_2O . Состав с повышенным содержанием Na_2O (An_{46-54}) установлен для внешних зон некоторых вкрапленников. Составы плагиоклазов приведены в Supplementary 1, ESM_5.xlsx.

Вкрапленники плагиоклазов содержат кристаллические, расплавные и флюидные включения. Среди кристаллических включений диагностированы оливин, орто- и клинорпироксен, магнетит, апатит, сульфиды.

Помимо вкрапленников плагиоклаз распространен в качестве кристаллических включений

в оливине и пироксенах. Включения плагиоклаза обнаружены в оливинах-I, состав которых отвечает For_{70-75} . Состав этих включений подобен плагиоклазам из сростков с оливином и также идентичен составам высококальциевых ядер вкрапленников.

Кристаллические включения плагиоклазов в пироксенах имеют более низкие, по сравнению с включениями в оливинах, содержания анортитового компонента (An_{65-85}) и схожи с составами концентрически-зональных вкрапленников.

Fe-Ti оксиды в виде самостоятельных вкрапленников встречаются редко и по составу соответствуют магнетиту с содержанием TiO_2 (7.21–9.62 мас. %). Часть вкрапленников содержит ламели высокотитанистых фаз, возникших в результате распада твердого раствора. Встречаются единичные находки сростков магнетита с титаномагнетитом и ульвошпинелью.

Чаще всего магнетит встречается в составе симплектитовых кайм вокруг оливина-II и в качестве кристаллических включений в пироксенах и плагиоклазе, реже в высокожелезистом оливине-II. По сравнению с вкрапленниками магнетит симплектитовых кайм имеет более низкое содержание TiO_2 (3.73–7.66 мас. %) и повышенное содержание Cr_2O_3 (до 2.73 мас. %). Среди кристаллитов основной массы обнаружены сростки магнетита с ильменитом размером 20–40 мкм.

ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД

Все минералы вкрапленников содержат множество расплавных и флюидных включений (РВ и ФВ). В оливине и пироксенах включения встречаются в основном поодиночке или группами, в которых включения расположены хаотично (азональными группами) в центральных и значительно чаще в краевых зонах вкрапленников. В плагиоклазах расплавные включения в большинстве случаев маркируют зоны роста, реже образуют азональные группы в центральных частях вкрапленников. Такое расположение включений в разных вкрапленниках свидетельствует об их первичности. Размеры включений от 5 до 40 мкм.

Оливин. Первичные расплавные включения встречаются в оливинах обеих групп и расположены в основном поодиночке или реже азональными группами в центральных и значительно чаще в краевых зонах вкрапленников (рис. 10а). При комнатной температуре РВ содержит стекло, дочерние кристаллы клинопироксена, плагиоклаза, амфибола и газовый пузырек (рис. 10б). После прогрева включения содержали однородное стекло и газовый пузырек (рис. 10в). Изредка совместно с расплавными встречаются сингенетичные им однофазовые ФВ (рис. 10б).

Во вкрапленниках обоих **пироксенов** также встречаются первичные расплавные, частично раскристаллизованные включения, которые образуют азональные группы. Их фазовый состав при комнатной температуре схож с таковым РВ в оливинах. Часто РВ комбинируются с кристаллическими включениями апатита и магнетита.

В **плагиоклазах** первичные РВ в большинстве случаев расположены вдоль зон роста, реже образуют азональные группы в центральных частях вкрапленников. При комнатной температуре РВ содержат газовый пузырек и агрегат кристаллических фаз, в котором часто присутствуют глобулы Cu-Fe сульфидов (рис. 10г). Однофазовые ФВ, сингенетичные расплавным, встречаются повсеместно (рис. 10г). При этом наиболее натровые плагиоклазы чаще содержат многочисленные РВ и ФВ.

Составы расплавных и флюидных включений

Несмотря на то, что РВ присутствуют во всех минералах, в настоящей работе основное внимание было уделено включениям в оливине-I, так как он является одним из самых ранних минералов в ассоциации вкрапленников.

Известно, что после захвата включения в оливине подвергаются значительному изменению состава. Это происходит за счет отложения оливина на стенки включения (постзахватной кристаллизации) и благодаря процессам диффузионного перераспределения захваченного расплава с минералом-хозяином (Danyushevsky et al., 2000). Кроме того, как показано в работах (Portnyagin et al., 2019; Mironov et al., 2015), после захвата первичные РВ теряют воду и SiO_2 . Все это не позволяет использовать данные, полученные путем прямого анализа состава для дальнейших петрологических реконструкций (Danyushevsky et al., 2002). Учитывая это, составы стекол прогретых РВ, полученные методом рентгеноспектрального анализа, были скорректированы с учетом потери SiO_2 и H_2O по алгоритмам (Portnyagin et al., 2019) и после этого приведены к равновесию с оливином-хозяином с помощью программы Petrolog 3.1 (Danyushevsky, Plechov, 2011). В качестве оценки исходного содержания FeO в захваченном расплаве мы использовали максимальное содержание в валовых составах изученных образцов, которое было установлено для наименее кремнистого образца ИТ-18-59 и составило ~10 мас. % (см. Supplementary 1, ESM_1.xlsx). Для корректного учета содержания воды было использовано равновесие оливин–расплав (Danyushevsky, 2001) и кислородный буфер $\text{NNO}+0.5$, определенный на основании равновесия оливин–шпинель (Николаев и др., 2016) (см. Supplementary 1, ESM_6.xlsx).

Составы расплавов в оливинах-I образуют тренд от низкокалиевых низкоглиноземистых андезибазальтов до андезитов. При этом наиболее примитивные составы отвечают ядерным частям наиболее магнезиальных вкрапленников (рис. 3а, 3б) и характеризуются высоким содержанием MgO до 9.8 мас. %.

Оценки содержания воды в захваченных расплавах после реконструкции по методике (Portnyagin et al., 2019) и дальнейшей коррекции на постзахватную кристаллизацию составляют 5.7 ± 0.9 мас. %. Альтернативный метод оценки водосодержания основывается на зависимости коэффициента распределения Ca между оливином и расплавом (Gavrilenko et al., 2016) от содержания H_2O . Калибровки для низкомагнезиальных базальтов из этой работы дают содержания воды в материнских расплавах от 5.2 ± 1.2 мас. %, что в целом согласуется с оценкой по методике (Portnyagin et al., 2019). Необходимо отметить, что содержание воды,

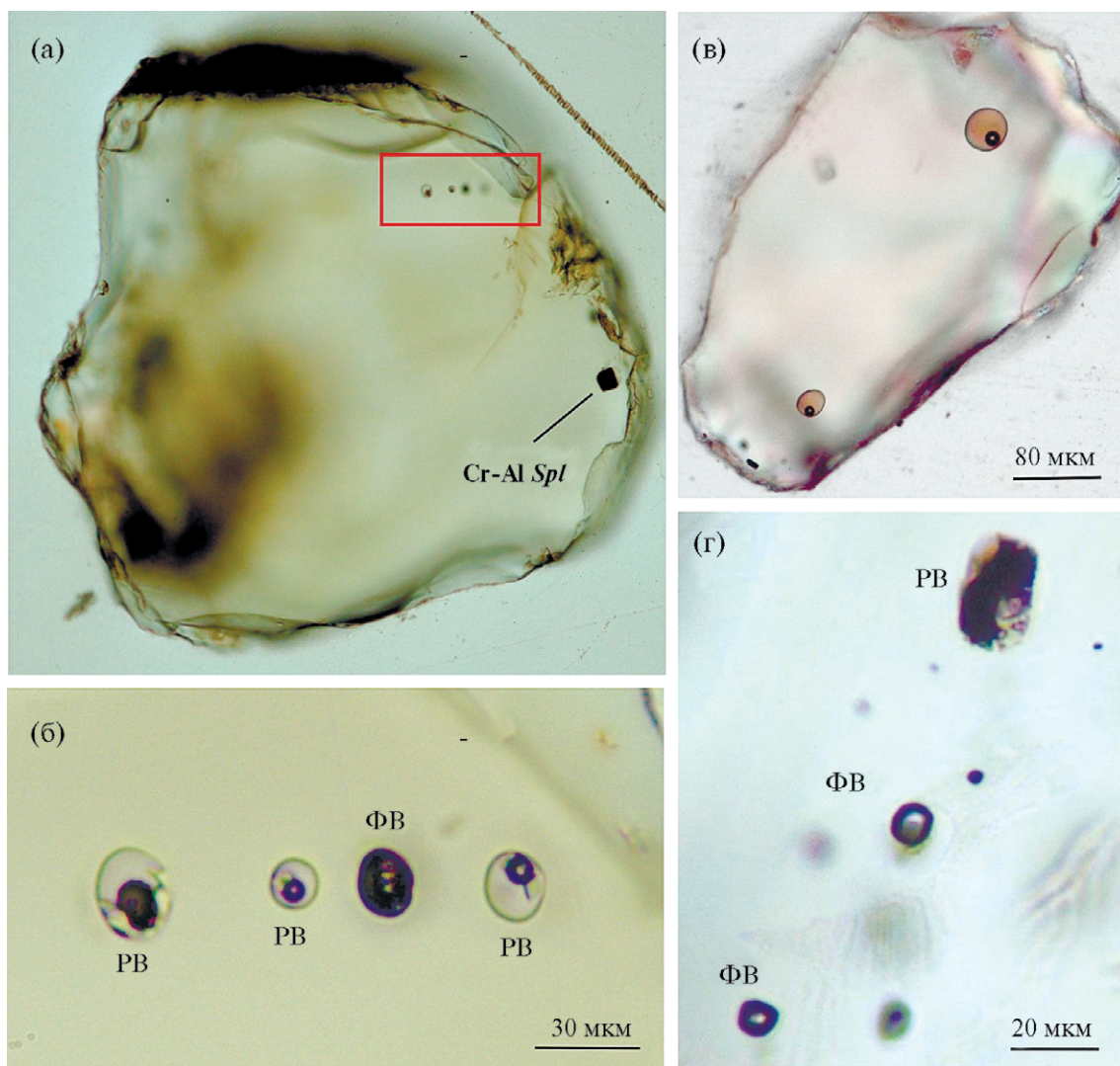


Рис. 10. Расплавные и флюидные включения во вкрапленниках вулкана Клуба: (а) — вкрапленник оливина-I с цепочкой сингенетичных флюидных и расплавных включений, находящихся в краевой зоне совместно с кристаллическими включениями Cr-Al шпинели; (б) — увеличенный участок, отмеченный прямоугольником на фото (а); (в) — прогретые расплавные включения в оливине после закалки; (г) — ассоциация, содержащая раскристаллизованное расплавное и серию однофазовых газовых флюидных включений в плагиоклазе.

определенное по (Portnyagin et al., 2019), показывает отчетливое снижение по мере увеличения содержания кремнезема. K_2O , P_2O_5 , Cl ведут себя как несовместимые компоненты, и их содержания закономерно увеличиваются по мере увеличения SiO_2 и эволюции расплава.

Исследование ФВ методом рамановской спектроскопии позволило установить, что в оливине-I они состоят из CO_2 с примесью SO_2 (до 6 мол. %) (рис. 11а). Присутствие паров воды и других газов в них не выявлено. Такой же состав имеют газовые пузырьки в РВ. По данным рамановской спектроскопии плотность CO_2 в пузырьках прогретых стекловатых РВ составляет 0.01–0.09 г/см³. ФВ в наиболее железистом оливине-I содержат малоплотную CO_2 . В краевой зоне одного из вкрапленников

оливина-I с высоким содержанием Mg (For_{81}) было обнаружено ФВ сингенетичное с РВ, которое содержало 94 мол. % CO_2 и 6 мол. % SO_2 . Плотность CO_2 в этом включении составила 0.63 г/см³.

В составе ФВ в плагиоклазе методом рамановской спектроскопии были также диагностированы SO_2 и CO_2 (рис. 11б). В тех ФВ, которые были доступны для измерений, содержание SO_2 не превышало 12 мол. %, а плотность CO_2 была не более 0.03 г/см³. Отсутствие признаков декрипитации позволяет считать, что плотности содержимого включений отражают низкие плотности флюидной фазы, присутствующей в расплаве при образовании вкрапленников плагиоклаза.

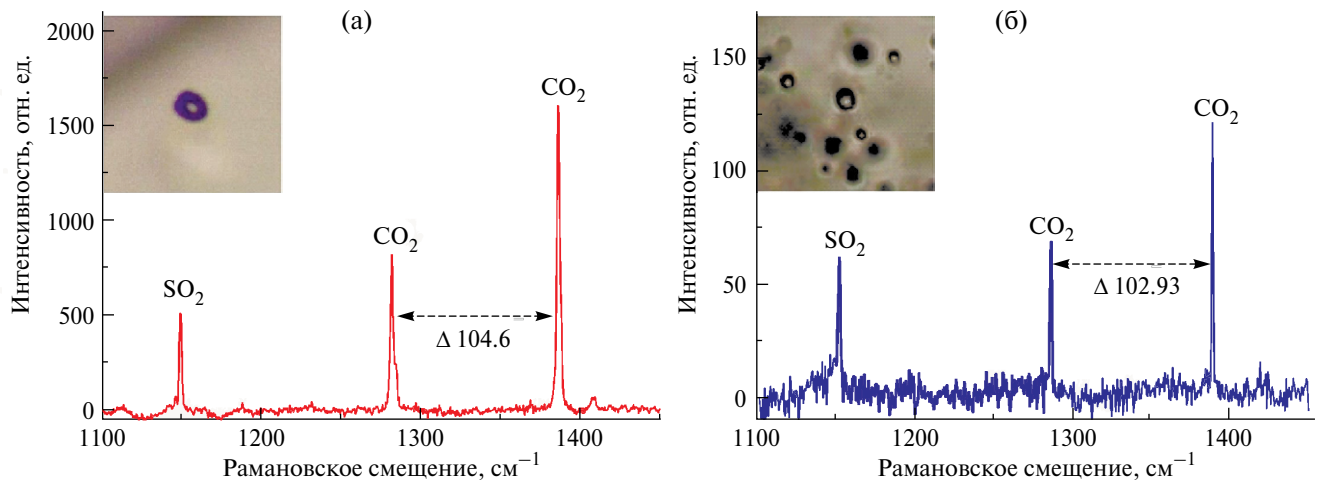


Рис. 11. Рамановские спектры флюидных включений: (а) — существенно газового флюидного включения в оливине-I; (б) — существенно газового флюидного включения в плагиоклазе. Фотографии включений, для которых получены спектры, показаны на врезках. Δ — разность волновых чисел линий дублета Ферми для CO_2 в см^{-1} .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Андезибазальты вулкана Клуба в сравнении с продуктами извержений четвертичных вулканов о-ва Итуруп

Считается, что максимально продуктивным базитовый вулканизм был в позднем плейстоцене, к которому приписывают образование так называемого базальтоидного комплекса Большой Курильской гряды (БКГ) (Пискунов, 1987; Федорченко и др., 1989). Этому этапу на о-ве Итуруп отвечают образования верхнеплейстоцен-эоплейстоценового фрегатского вулканического комплекса ($\text{N}_2\text{—Q}_{\text{fr}}$). Преимущественно базальтовый состав продуктов четвертичных извержений на о-ве Итуруп характерен только для отдельных вулканов: Атсонопури, Богдан Хмельницкий, Чирип, Медвежий и Меньший Брат (рис. 3а). Отдельные лавовые потоки базальтового состава отмечены и у некоторых других стратовулканов острова, например для вулкана Кудрявый (Мартынов и др., 2010; Martynov et al., 2023). Большинство же составов продуктов четвертичных извержений имеет андезибазальтовый (29–34 % от массы всех вулканитов) и андезитовый (29–37 % от массы всех вулканитов) составы (Авдейко и др., 1992 и ссылки в этой работе) (рис. 3а). К их числу относятся и продукты извержений вулкана Клуба на перешейке Ветровой. Содержания порообразующих оксидов показывают, что породы относятся к типичным островодужным низкокальциевым андезибазальтам и андезитам нормальной щелочности с $\text{MgO} \sim 4$ мас. %.

На диаграмме $\text{MgO—Al}_2\text{O}_3$ (рис. 4б) составы лав и пирокластики четвертичных вулканов о-ва Итуруп ложатся на кривую с изломом около 5 мас. % MgO . Точки составов андезибазальтов вулкана

Клуба ложатся на ту часть кривой, которая отвечает снижению Al_2O_3 по мере снижения содержания MgO . По содержанию SiO_2 андезибазальты вулкана Клуба завершают линию эволюции базальтов и андезибазальтов о-ва Итуруп, которая начинается составами пород вулкана Меньший Брат (рис. 4г).

Приведенные выше данные говорят о том, что магмы, породившие вулкан Клуба, могут быть продуктами глубокого фракционирования базальтовых магм, типичных для вулканического фронта БКГ и похожих по составу на магмы вулкана Меньший Брат, являющихся одними из наиболее примитивных из известных на Курильских островах.

Геохимические признаки источников магм вулкана Клуба

Характер распределения редких и рассеянных элементов (рис. 5а, 5б) соответствует составам продуктов извержений вулканов фронтальной зоны о-ва Итуруп наиболее обедненных легкими редкоземельными элементами (LREE). Существенным отличием является отсутствие положительных аномалий по Zr и Hf, которые характерны для пород фронтальных вулканов (рис. 5а). Однако, следует заметить, что приведенные для них составы отвечают, главным образом, андезитам и могут отражать влияние процессов еще более глубокого фракционирования. В то же время характер распределения редких и рассеянных элементов, включая Zr и Hf, в породах вулкана Клуба полностью повторяет составы лав вулкана Меньший Брат. По сравнению с ним андезибазальты вулкана Клуба характеризуются более высокими концентрациями REE и меньшим обеднением LREE по отношению к средним редкоземельным элементам (MREE).

Сопоставление значений La/Sm и Yb/Sm (рис. 12а), которые сохраняют информацию о составах возможных источников родоначальных магм, показывает, что они могли возникнуть в результате плавления метасоматизированных пород мантийного клина (Bailey et al., 1987).

Анализ соотношения Yb и Th позволяет уточнить роль субдукционного компонента в образовании исходных расплавов вулкана Клуба. Yb проявляет тенденцию к перераспределению в пользу флюида, выделяющегося при дегидратации субдуцируемого осадка, в то время как Th накапливается в расплаве, возникающем при его плавлении (Мартынов и др., 2010). Расположение фигуративных точек андезибазальтов вулкана Клуба вблизи модельных составов N-MORB и E-MORB свидетельствует о незначительном влиянии субдукционного компонента. На рис. 12а, 12б видно, что родоначальные расплавы вулкана Клуба были близки к магмам вулкана Меньший Брат, детально рассмотренным в работах (Martynov et al., 2023; Кузьмин и др., 2023). Это позволяет предположить, что они имеют геохимически схожие мантийные источники.

*Составы материнских расплавов
и условия кристаллизации оливина*

Отсутствие в наиболее магнезиальном оливине включений пироксенов и наличие включений Cr-Al шпинели, отсутствующей в парагенезисе вкрапленников, позволяет считать оливин одним из минералов ранней ликвидусной ассоциации.

Наиболее низкокремнистые расплавы, из которых кристаллизовался оливин-I, отвечают низкоглиноземистым низкокальциевым и низкокальциевым андезибазальтам с $\text{MgO} \sim 9.8$ мас. % и SiO_2

~ 53.3 мас. % (здесь и далее даются величины, пересчитанные на 100% без учета летучих, с учетом реконструкции потери H_2O и SiO_2 и постзахватного Fe-Mg обмена между расплавом включения и минералом-хозяином). Рассчитанное достаточно высокое содержание H_2O (5–6 мас. %) в материнских для оливина-I расплавах могло бы привести к появлению амфибола, который отсутствует в ассоциации вкрапленников вулкана Клуба. Однако эти оценки находятся в хорошем соответствии с содержанием воды в магмах вулкана Меньший Брат (Кузьмин и др., 2023; Низаметдинов и др., 2019). Сопоставление с предполагаемыми параметрами адиабаты для мантийных магм показывает, что их P – T параметры находились выше поля стабильности амфибола вплоть до начала кристаллизации ликвидусного оливина (например, Plank et al., 2013; Низаметдинов и др., 2019).

Для реконструкции P – T параметров начала кристаллизации был использован термометр (Coogan et al., 2014), основанный на распределении Al между оливином и шпинелью. Для оливина-I с прямой и обратной зональностью были получены температуры 1052–1178°C. Несколько более низкие температуры (972–1100°C) захваченных расплавов показывают равновесие оливин–расплав с учетом содержания воды (Danyushevsky, 2001) (см. Supplementary 1, ESM_7.xlsx). В большинстве случаев включения Cr-Al шпинели, состав которых использован в расчетах, присутствовали во внешних зонах вкрапленников оливина. Таким образом, не исключено, что кристаллизация оливина-I могла начинаться и при более высоких температурах.

Находки кристаллических включений плагиоклаза в более железистом оливине-I предполагают, что эти минералы кристаллизовались совместно. Эксперименты с высокоглиноземистым

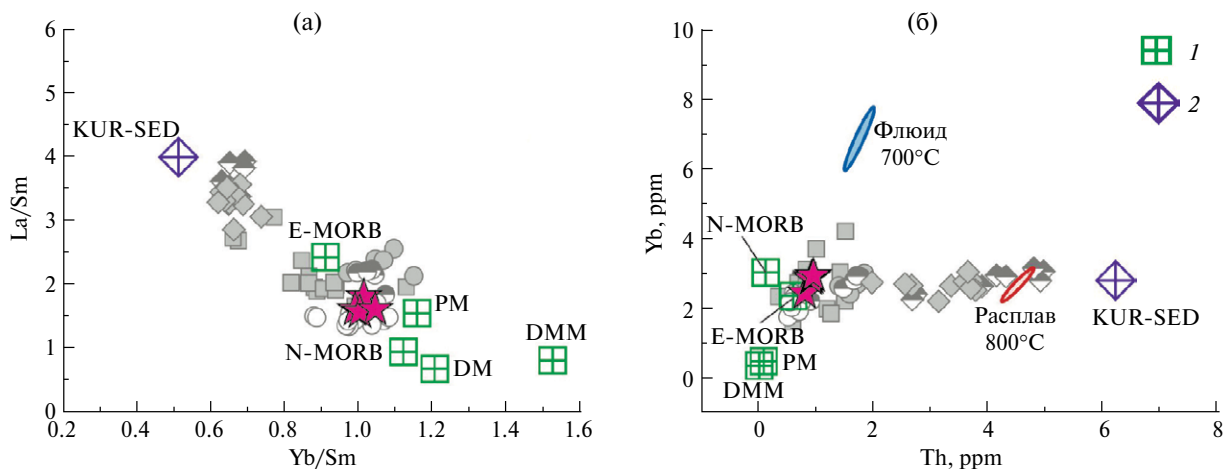


Рис. 12. Индикаторные соотношения некоторых редкоземельных (а) и редких (б) элементов. Условные обозначения см. на рис. 3; 1 – составы мантийных источников (E-MORB, N-MORB, PM по Sun, McDonough, 1989; DMM по Workman, Hart, 2005); 2 – средний состав субдуцируемых осадков Тихоокеанской плиты (KUR-SED по Plank, Langmuir, 1998).

андезибазальтом (например, AT-41, Baker, Eggler, 1987) продемонстрировали, что субликвидусная кристаллизация оливина и плагиоклаза в отсутствии пироксенов из расплавов андезибазальтового состава в сухих условиях возможна при давлениях не более 6 кбар. Если принять, что плотность островодужной коры составляет 2.6 г/см^3 (Nakanishi et al., 2009), то кристаллизация оливина-I возможна на глубинах, не превышающих 15.5 км, т.е. в пределах земной коры (мощность земной коры под о-вом Итуруп оценивается в 26–28 км (Прошкина и др., 2017)). Таким образом, можно сделать вывод о том, что начальная кристаллизация магмы вулкана Клуба происходила в нижнекоровом промежуточном очаге.

Наличие флюидных включений во вкрапленниках оливина и плагиоклаза предполагает, что магма была насыщена углекислотным флюидом, и дает возможность оценить давление, при котором происходила дегазация магмы вулкана Клуба. Используя уравнение (Bowers, Helgesson, 1983) в адаптации (Bakker, 1999) и величину наибольшей плотности, оцененной для флюидного включения в высокомагнезиальном оливине-I (0.63 г/см^3) для температурного интервала $1052\text{--}1178^\circ\text{C}$, мы рассчитали давление углекислотного флюида, равное 2.7–2.9 кбар. Учитывая, что включение могло потерять часть летучих уже после его захвата, мы полагаем, что эта оценка может являться приблизительной и заниженной.

Пироксены присоединяются к плагиоклазу и оливину на более поздних стадиях кристаллизации. Для высокоглиноземистых базальтов и андезибазальтов совместная кристаллизация клино- и ортопироксенов характерна для близосидусных условий (Baker, Eggler, 1987). Если взять оценку в ~3 кбар, как показатель максимально возможной глубины промежуточной камеры, где кристаллизовались пироксены, то температура должна так же, как и для оливина-I, быть $\sim 1100^\circ\text{C}$ в безводных условиях (Baker, Eggler, 1987). Добавление 2 мас. % H_2O приведет к снижению температур всех равновесий примерно на 100°C , что близко к модельным температурам с учетом содержания воды в реконструированных материнских расплавах оливина-I (см. Supplementary 1, ESM_7.xlsx). При средней плотности островодужной коры 2.6 г/см^3 это давление соответствует глубинам 7.0–7.5 км. Таким образом, кристаллизация андезибазальтов вулкана Клуба могла происходить при $1000\text{--}1200^\circ\text{C}$ в диапазоне глубин 15.5–7 км.

*Особенности процессов эволюции магмы
в питающей системе вулкана Клуба*

Широкий диапазон составов оливина показывает, что его кристаллизация связана с разными стадиями эволюции магмы. Рассмотрим, в какой

последовательности могли образоваться оливины, отнесенные к выделенным нами двум группам.

Оливин-I кристаллизовался из андезибазальтового расплава с наиболее высоким содержанием магния (~10 мас. % MgO) и наиболее низким содержанием кремнезема (~53 мас. % SiO_2). Оливин-I с прямой зональностью отвечает ранней субликвидусной кристаллизации с Cr-Al шпинелью. Плагиоклаз присоединяется к нему на более поздних этапах с понижением температуры. Прямая зональность наиболее магнезиального оливина-I свидетельствует о том, что на начальных стадиях его образование происходило на фоне снижения температуры. Это могло иметь место в исходном очаге, в котором начался процесс кристаллизации андезибазальта вулкана Клуба. Однако наиболее контрастная зональность (рис. 6б), по нашему мнению, предполагает, что магма с оливином-I внедрялась в более низкотемпературные и, возможно, менее глубинные участки питающей системы вулкана.

Обратную зональность имеют вкрапленники наиболее железистого оливина-I. Это свидетельствует о том, что камеры, где андезибазальтовые расплавы имели более высокую степень дифференцированности, могли испытывать ощутимый разогрев. Мы объясняем такой рост температуры внедрением свежей порции горячей магмы в более холодную и в более дифференцированную.

Из сказанного выше следует, что в питающей системе вулкана Клуба могло происходить пульсационное внедрение более свежих порций менее дифференцированных горячих магм из глубинных очагов в более дифференцированные, расположенные на меньших глубинах.

Вкрапленники оливина-II, судя по их магнезиальности, отвечают наиболее высокой степени фракционирования расплава. Оценить составы этих расплавов сложно, так как оливин-II редко содержит расплавные включения, подходящие для изучения. Вероятнее всего, расплавы, из которых кристаллизовался оливин-II, имели составы, близкие к андезитам с низким содержанием MgO . Наличие включений магнетита вместо Cr-Al шпинели свидетельствует о существенно более высоком парциальном давлении кислорода в процессе кристаллизации оливина-II.

Симплектитовое строение гиперстен-магнетитовых кайм вокруг оливина-II предполагает их реакционное происхождение. Ранее подобные сростки интерпретировались как результат реакции окисления оливина расплавом или в ходе постмагматического метаморфизма (Ambler, Ashley, 1977; Chatterjee et al., 2021; Ефимов, Малич, 2010 и др.). Наличие гиперстеновых кайм, лишенных симплектитовых сростков, говорит о том, что замещение может быть также обусловлено реакцией

с расплавом, содержание SiO_2 в котором выше, чем требует стабильность оливина. Близкая магнезиальность оливина-II и ортопироксена из оторочек вокруг него (0.62–0.75 и 0.68–0.74 соответственно) (см. Supplementary 1, ESM_2.xlsx и Supplementary 1, ESM_3.xlsx) и одновременное наличие симплектитовых вростков магнетита предполагают влияние обеих реакций.

Образование оливина-II с симплектитовыми вростками оксидов железа вдоль трещин (Ol-IIc) мы связываем с постмагматическими процессами окисления, подобно описанными в (Blondes et al., 2012; Del Moro et al., 2013).

Нахождение в андезибазальтах вулкана Клумба вкрапленников оливина с существенно различающейся историей кристаллизации говорит о гетерогенности магматической системы, питавшей вулкан, наличии в ней участков с различной степенью дифференцированности и, вероятно, периодическом обновлении более дифференцированных очагов свежими порциями более примитивной магмы.

Андезибазальты вулкана Клумба как проявление транскоровой магматической системы и их связь с очагом мощного кальдерообразующего извержения на перешейке Ветровой

Известно, что магматические системы, питающие вулканы, в широком смысле представляют собой совокупность областей (доменов) с различным соотношением кристалл/расплав, которая протягивается через всю толщу земной коры и может уходить корнями в мантию Земли. Для этих областей, расположенных в пределах земной коры, предложено название «транскоровые магматические системы» («trans-crustal magma systems», Cashman et al., 2017) (далее ТКМС). Считается, что вещество в этих системах находится преимущественно в виде «магматической каши» («mush», Hildreth, 2004; Bachmann, Bergantz, 2004, 2008; Cashman et al., 2017) со степенью кристалличности, превышающей 50–60%. В наиболее закристаллизованных участках этой каши расплав законсервирован в жестком кристаллическом каркасе со структурой «жесткой губки» («rigid sponge», Hildreth, 2004) в интерстициях или в виде межзерновых пленок. Степень закристаллизованности в этих областях настолько высока, что извлечь расплав из кристаллического каркаса практически невозможно. Внешние границы ТКМС представляют собой постепенный переход в окружающие ее субсолидусные плутонические породы. При кристалличности более 50–60% магматическая каша не способна к перемещениям и, соответственно, не может быть извержена в виде лавы (Marsh, 1981). В наименее закристаллизованных участках расплав может быть выдавлен из межзернового пространства и образовывать сегрегации

магмы, где доля кристаллов не препятствует перемещению этой магмы к поверхности.

Мантийные магмы обычно внедряются и начинают дифференцироваться в нижних частях ТКМС. Эти дифференциаты впоследствии продвигаются вверх, периодически обновляя и мобилизуя магмы на разных глубинных уровнях всей ТКМС. В островных дугах в редких случаях примитивные магмы могут достигать верхних горизонтов земной коры, о чем говорят излияния высокомагнезиальных базальтов некоторых посткальдерных вулканов (Martynov et al., 2023; Кузьмин и др., 2023).

Оливин-I с наиболее высоким содержанием Fo минала (Fo_{85}) и включениями St-Al шпинели кристаллизуется при наиболее высоких температурах и, вероятно, имеет отношение к более ранним дифференциатам андезибазальтовой магмы (оливин-шпинелевая котектика). Как отмечалось выше, образование этой ассоциации либо происходило в исходном очаге на фоне снижения температуры, либо при внедрении этой магмы в остывающие участки магматической каши или в линзы менее высокотемпературных магм (рис. 13).

Уже на этой стадии расплав андезибазальта был насыщен летучими компонентами и содержал пузырьки флюидной фазы.

Более железистые вкрапленники оливина-I с включениями основного плагиоклаза, вероятно, кристаллизуются при более низких температурах и давлениях (оливин-плагиоклазовая «троктолитовая» котектика) и, возможно, из более дифференцированных магм. Обратную зональность некоторых из них можно объяснить внедрением более высокотемпературной магмы из нижних горизонтов ТКМС (рис. 13). Парагенезис оливина с плагиоклазом идентичен минеральной ассоциации в ксенолитах алливалитов, которые считаются кумулатами фракционированной базальтовой магмы из верхнекоровых промежуточных очагов, образовавшихся при 1–2 кбар (Волынец и др., 1978; Плечов и др., 2008; Шишкина и др., 2009).

Вкрапленники оливина-II кристаллизуются из наиболее дифференцированных андезибазальтовых расплавов, вероятнее всего, заключенных в каркасе жесткой губки (рис. 13). Благодаря высокой степени дифференцированности расплавы здесь имеют высокие для андезибазальтов содержания кремнезема (~57 мас. %) и, вероятно, более окислены, что приводит к появлению гиперстен-магнетитовых кайм вокруг оливина-II.

Наличие в лавах вулкана Клумба вкрапленников с различным характером зональности говорит о том, что в ходе эволюции магмы в одних частях ТКМС могли испытывать внедрение магм из других частей. Этот процесс мог носить импульсный периодический характер. Прямая и обратная зональность характерны как для ранних оливинов,

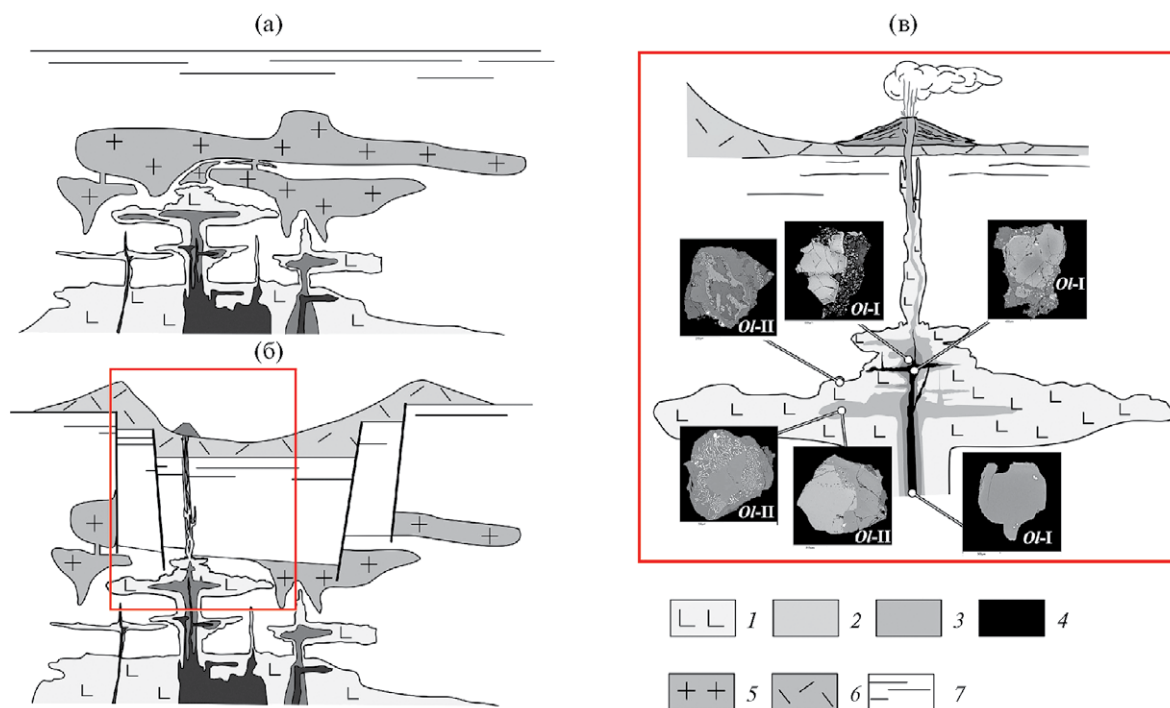


Рис. 13. Схема развития подводящей магматической системы вулкана Клуба, реконструированная по особенностям состава и строения вкрапленников оливина.

(а) – докальдерный этап развития перешейка Ветровой на стадии формирования очагов кислой магмы в верхней части ТКМС; (б) – посткальдерный этап развития после обрушения кровли в опустошенный магматический очаг и прорыва магм из верхней части ТКМС на поверхность (образование вулкана Клуба). Красным прямоугольником выделена область в верхней части ТКМС; (в) – эволюция андезибазальтовой магмы вулкана Клуба. 1–4 – базитовые магмы в верхней части ТКМС: 1 – область высокой степени закристаллизованности магматической каши (доля расплава меньше 35–50%), 2 – область со структурой жесткой губки, 3 – ранние порции внедрившейся магмы, 4 – более поздние порции внедрившейся свежей магмы; 5 – верхнекоровые очаги кислой магмы; 6 – дацитовые туфы кальдерного извержения; 7 – вмещающие вулканические и вулканогенно-осадочные породы островодужной коры.

так и для поздних пироксенов. Следовательно, периодические внедрения более горячих порций магмы могли происходить как на ранних, так и на поздних стадиях кристаллизации магм вулкана Клуба.

Наши данные указывают на то, что питающая система посткальдерного вулкана Клуба расположена в диапазоне глубин 15.5–7 км и, вероятнее всего, является частью ТКМС в районе перешейка Ветровой. Вероятнее всего, эта ТКМС связана с мантийным источником тепла и вещества, что подтверждается геохимическими особенностями исходных магм (рис. 12). Периодический прогрев магматической каши ТКМС и вмещающих коровых пород мог инициировать процессы их частичного плавления и образование кислых магм. Так, например, в работах (Smirnov et al., 2019; Kotov et al., 2023) показано, что кислые магмы крупных кальдерных извержений перешейка Ветровой (о. Итуруп) и вулкана Менделеева (о. Кунашир) были образованы путем частичного плавления коровых амфиболсодержащих пород на глубинах 4–12 км. Таким образом, предполагаемый диапазон глубин

становления очагов магм вулкана Клуба перекрывается с глубинами генерации и становления очагов крупных кальдерных извержений кислой магмы. Это, в свою очередь, указывает на то, что эти магмы являются частью единой ТКМС. В рамках модели (Smirnov et al., 2019) прогрев пород протолита с периодическим внедрением высокотемпературных магм приводит сначала к образованию амфиболсодержащих контактово-метаморфических пород, а затем к их частичному плавлению. Нельзя исключать и вовлечение в плавление амфиболсодержащих кумулатов андезибазальтовых и базальтовых магм ТКМС.

Анализируя распространение вулканитов базальтового и андезибазальтового состава в средней части о-ва Итуруп, становится заметно, что их объемы уменьшаются по мере омоложения (Ковтунович и др., 2002). Они имели еще достаточно широкое распространение в раннем плейстоцене и подступали близко к перешейку Ветровой. Однако вулканы базальтового состава, имеющие поздне-неоплейстоценовый возраст, удалены от него на достаточно большое расстояние. Наиболее близко

к перешейку расположены вулканические массивы хребта Грозный и полуострова Чирип. Однако здесь в позднем неоплейстоцене и голоцене происходили извержения лав андезибазальт-андезитового состава. Плейстоцен-голоценовые вулканы, в составе которых доминируют продукты более основного базальт-андезибазальтового состава, расположены на севере (вулканы Медвежий и Меньший Брат) и на юге острова (вулкан Атсонопури) на расстоянии 50 и 100 км от перешейка Ветровой соответственно. Таким образом, несмотря на то что ТКМС под перешейком Ветровой имеет мантийные корни, в конце плейстоцена в этой части современного острова извержений глубинных магм не происходило.

Изучение изотопно-геохимических особенностей базальтов южной части БКГ показывает, что в плейстоцене здесь произошло изменение тектонической обстановки, связанное со сменой направления оси деформаций сжатия с северо-западного—юго-восточного на субмеридиональное. Этим можно объяснить уменьшение объемов базитового вулканизма в конце плейстоцена (Мартынов и др., 2010; Мартынов и др., 2015; Мартынов, Мартынов, 2017; Martynov et al., 2023). В результате смены вектора напряжений вдоль южных островов стали развиваться правосторонние сдвиговые деформации с локальными участками растяжения типа пул-аппарт (Мартынов, Мартынов, 2017; Martynov et al., 2023), с которыми связывают выход на поверхность в конце плейстоцена и в голоцене глубинных магм (Martynov et al., 2023). Смена направлений деформаций, вероятно, является отголоском остановки раскрытия Курильской глубоководной котловины (области задугового спрединга), которая произошла ориентировочно 16–17 млн лет назад (Baranov et al., 2002; Мартынов и др., 2015).

Развитие Курильского задугового бассейна привело к генерации большого количества мантийных магм, определивших развитие вулканизма на ранней стадии развития БКГ от миоцена до плиоцена. После завершения этого процесса рассеивание тепловой энергии могло способствовать дальнейшей генерации мантийных магм, но развитие обстановок сжатия препятствовало их продвижению к поверхности и приводило к развитию мощных ТКМС, формированию эшелонированных систем магматических очагов и областей частичного плавления в пределах островодужной коры (Petford, Gallagher, 2001; Annen, Sparks, 2002).

Теплофизическое моделирование показывает, что для инициации частичного плавления пород земной коры, достаточного для формирования крупных очагов кислых магм, необходимое количество тепла может быть получено при периодическом интродуцировании коры базитовыми магмами в течение примерно 10^5 – 10^6 лет (Petford, Gallagher, 2001; Karakas, Dufek, 2015).

Крупные скопления легкой кислой магмы, сформированные в кровле базальтовых и андезибазальтовых интрузий, служат для них своеобразным реологическим барьером. Таким образом, возникают благоприятные условия для аккумуляции больших объемов основных и средних магм в верхних частях островодужной коры. Можно предположить, что этот процесс вызовет затухание вулканизма в регионе, что мы и наблюдаем в период между плиоценом и поздним неоплейстоценом в районе перешейка Ветровой.

В конце неоплейстоцена на о-ве Итуруп произошло два крупных извержения, сформировавших перешеек Ветровой и кальдеру Львиная Пасть, расположенные в 120 км друг от друга. Эти извержения происходили примерно в одно время, имеют примерно одинаковый масштаб и близкие составы пирокластики (Смирнов и др., 2017). Учитывая оценки времени, необходимого для формирования очагов таких извержений (Petford, Gallagher, 2001; Karakas, Dufek, 2015), мы предполагаем, что в земную кору о-ва Итуруп примерно на рубеже эоплейстоцена и неоплейстоцена внедрился большой объем высокотемпературных магм. Это могло привести к формированию крупных очагов кислых магм в пределах ТКМС в разных частях острова и вспышке мощного эксплозивного вулканизма, сопряженного с кальдерообразованием.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Посткальдерный вулкан Клумба, прорывающий толщу дацитовых туфов мощного кальдерообразующего извержения перешейка Ветровой, образовался в конце неоплейстоцена и сложен породами, отвечающими высокоглиноземистым низкокалийным андезибазальтам, типичным для вулканического фронта о-ва Итуруп. Эволюция магмы, сформировавшей вулкан Клумба, происходила в островодужной коре на глубинах 15.5–7 км при 1000–1200°C. Исходные расплавы имели состав относительно высокомагнезиального (до 9.8 мас. % MgO), низкокалийного низкоглиноземистого андезибазальта с первоначальным содержанием H_2O ~5–6 мас. %. Эволюция этого расплава началась с совместной кристаллизации оливина и Cr-Al шпинели, к которым позднее присоединились плагиоклаз и пироксены. Расплав был насыщен углекислотным флюидом, содержавшим примесь SO_2 .

Мы предполагаем, что магматическая система вулкана Клумба являлась частью крупной ТКМС, в состав которой входил и очаг кальдерного извержения перешейка Ветровой.

Отсутствие проявлений позднеоплейстоценового базальт-андезибазальтового вулканизма вблизи перешейка Ветровой, за исключением небольшого посткальдерного вулкана Клумба, может быть следствием того, что магматизм этого периода

времени имел интрузивный характер. Можно полагать, что его результатом стало образование в центральной части о-ва Итуруп крупной ТКМС, в которую периодически поступали порции глубинных магм. Возможно, такие процессы происходили в масштабах всего острова и были связаны с предполагаемой тектонической перестройкой в южной части БКГ в плейстоцене (Мартынов и др., 2017). Уточнение их параметров требует дополнительных исследований. Однако связь вулкана Клумба с образованием мощной пемзовой толщи на перешейке Ветровой позволяет предположить, что их длительность и, вероятно, объемы интродуирования были достаточны, чтобы вызвать частичное плавление в верхних частях земной коры и сформировать очаги мощных эксплозивных извержений, сопряженных с кальдерообразованием.

Благодарности. Авторы выражают признательность рецензентам В.С. Каменецкому и особенно Е.В. Пушкареву за тщательный анализ рукописи, ценные замечания и предложения, позволившие существенно улучшить изложение и аргументацию статьи, а также С.П. Крашенинникову за помощь при проведении высокотемпературных экспериментов по гомогенизации расплавных включений и И.Р. Низаметдинову за участие в экспедиционных работах и отборе образцов на вулкане Клумба.

Источники финансирования. Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ в рамках научного проекта № 23–27–00216.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волынец О.Н. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 528 с.
- Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлуоресцентный силикатный анализ. Новосибирск: Наука СО, 1984. 227 с.
- Бергаль–Кувикас О.В., Смирнов С.З., Агатова А.Р. и др. Голоценовое эксплозивное извержение на перешейке Ветровой (о. Итуруп) как источник маркирующего горизонта тефры (~2000 лет назад) в центральной части Курильской островной дуги // Докл. АН. 2023. Т. 511. № 1. С. 46–54.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. Вулкан Карымский: история формирования, динамика активности и долгосрочный прогноз // Вулканология и сейсмология. 1989. № 2. С. 14–31.
- Булгаков Р.Ф. Опыт применения метода термолюминесцентного датирования к пирокластическим отложениям Курильских островов // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2. № 4. С. 392–397.
- Волынец О.Н., Щека С.А., Дубик Ю.М. Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил // Под. ред. Б.Г. Лутц и др. Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. С. 124–167.
- Грабков В.К., Ищенко А.А. Морфогенетические типы рельефа Курильских островов // Под. ред. Б.В. Ежов. Рельеф и вулканизм Курильской островной дуги. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 13–24.
- Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Арсланов Х.А. и др. Катастрофические эксплозивные извержения Львиной Пасти (о. Итуруп): стратиграфия и геохронология // Всероссийская научная конференция с международным участием «Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Невфегорска». Южно-Сахалинск: Дальнаука, 2015. С. 210–213.
- Ефимов А.А., Малич К.Н. Магнетит-ортопироксеновые симплектиты в уральских габбро: структурный след окисления // Записки РМО. 2010. Т. 139. № 5. С. 18–28.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П. и др. Происхождение ультраосновных пород в дифференцированных габброидных интрузивах Монголии // Под. ред. Г.В. Поляков. Петрология гипербазитов и базитов. Новосибирск: Наука СО, 1990. С. 84–99.
- Ковтунович П.Ю., Сафронов А.Д., Удодов В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:200000. Серия Курильская. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2002.
- Крашенинников С.П., Соболев А.В., Батанова В.Г. и др. Экспериментальная проверка моделей равновесия оливин–расплав в области высоких температур // Докл. АН. 2017. Т. 475. № 5. С. 559–563.
- Кузьмин Д.В., Низаметдинов И.Р., Смирнов С.З. и др. Магнезиальные базальты кальдеры Медвежья: основные магмы и их источники на примере вулкана Меньший Брат (о. Итуруп) // Петрология. 2023. Т. 31. № 3. С. 238–262.
- Магматические горные породы. М.: Наука, 1983. Т. 1. 368 с.
- Мартынов А.Ю., Мартынов Ю.А. Плейстоценовый базальтовый вулканизм о. Кунашир (Курильская островная дуга): минералогия, геохимия, результаты компьютерного моделирования // Петрология. 2017. Т. 25. № 2. С. 194–214.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Дж.И. и др. Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканитов Курильской островной дуги // Петрология. 2010. Т. 18. № 5. С. 512–535.
- Мартынов А.Ю., Мартынов Ю.А., Рыбин А.В. и др. Роль задуговых процессов в происхождении субдукционных магм: новые данные по изотопии Sr, Nd и Pb в вулканитах ранних этапов формирования о. Кунашир (Курильская островная дуга) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 469–487.

- Миронов Н.Л., Тобелко Д.П., Смирнов С.З. и др. Оценка содержания CO_2 в газовой фазе расплавленных включений с использованием рамановской спектроскопии (на примере включений в оливине Карымского вулкана, Камчатка) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 5–6. С. 734–747.
- Низаметдинов И.Р., Кузьмин Д.В., Смирнов С.З. и др. Вода в родоначальных базальтовых магмах вулкана Меньший Брат (о. Итуруп, Курильские острова) // Докл. АН. 2019. Т. 486. № 1. С. 93–97.
- Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С. и др. Тестирование Ol-Sp-Orx оксисбарометра Балльхуса–Берри–Грина и калибровка нового уравнения для оценки окислительного состояния расплавов, насыщенных оливином и шпинелидом // Геохимия. 2016. Т. 54. № 4. С. 323–343.
- Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 242 с.
- Плечов П.Ю., Шишкина Т.А., Ермаков В.А. и др. Условия формирования алливалитов – оливин-анортитовых кристаллических включений в вулканитах Курило-Камчатской вулканической дуги // Петрология. 2008. Т. 16. № 3. С. 248–276.
- Прошкина З.Н., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Структура, вещественный состав и глубинное строение океанского склона Центральных Курил: новые детали // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 6. С. 44–55.
- Селянгин О.Б., Пономарева В.В. Строение и развитие Гореловского вулканического центра, Южная Камчатка // Вулканология и сейсмология. 1999. Т. 2. С. 3–23.
- Смирнов С.З., Рыбин А.В., Соколова Е.Н. и др. Кислые магмы кальдерных извержений острова Итуруп: первые результаты исследования расплавленных включений во вкрапленниках пемз кальдеры Львиная Пасть и перешейка Ветровой // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 1. С. 50–68.
- Тимина Т.Ю., Смирнов С.З., Рыбин А.В. и др. Импульсный характер позднеплейстоценового базитового вулканизма перешейка Ветровой (о. Итуруп, Курильские острова) // Международный научно-исследовательский журнал. 2022. № 10 (124).
- Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 239 с.
- Шишкина Т.А., Плечов П.Ю., Портнягин М.В. Условия формирования оливин-плагиоклазовых кумулатов вулкана Ксудач (Камчатка) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2009. № 1. С. 8–17.
- Ambler E.P., Ashley P.M. Vermicular orthopyroxene-magnetite symplectites from the Wateranga layered mafic intrusion, Queensland, Australia // Lithos. 1977. V. 10. № 3. P. 163–172.
- Annen C., Sparks R.S.J. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 203. № 3. P. 937–955.
- Bachmann O., Bergantz G.W. On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes // J. Petrol. 2004. V. 45. № 8. P. 1565–1582.
- Bachmann O., Bergantz G.W. Rhyolites and their source mushes across tectonic settings // J. Petrol. 2008. V. 49. № 12. P. 2277–2285.
- Bailey D.K. Fluid transport and metasomatic storage in the mantle // Eds. H.C. Helgeson. Chemical Transport in Metasomatic Processes. Springer Dordrecht, 1987. P. 39–51.
- Baker D.R., Eggler D.H. Compositions of anhydrous and hydrous melts coexisting with plagioclase, augite, and olivine or low-Ca pyroxene from 1 atm to 8 kbar; application to the Aleutian volcanic center of Atka // Amer. Mineral. 1987. V. 72. № 1–2. P. 12–28.
- Bakker R.J. Adaption of the Bowers and Helgeson (1983) equation of state to the $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{N}_2-\text{NaCl}$ system // Chem. Geol. 1999. V. 154. P. 225–236.
- Baranov B., Wong H.K., Dozorova K. et al. Opening geometry of the Kurile Basin (Okhotsk Sea) as inferred from structural data // Island Arc. 2002. V. 11. № 3. P. 206–219.
- Blondes M.S., Brandon M.T., Reiners P.W. et al. Generation of forsteritic olivine ($\text{Fo}_{99.8}$) by subsolidus oxidation in basaltic flows // J. Petrol. 2012. V. 53. № 5. P. 971–984.
- Bowers T.S., Helgeson H.C. Calculation of thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ on phase relations in geological systems: Equation of state for $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ fluids at high pressures and temperatures // Geochim. Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. P. 1247–1275.
- Burke E.A.J. Raman microspectrometry of fluid inclusions // Lithos. 2001. V. 55. № 1. P. 139–158.
- Cashman K.V., Sparks S., Blundy J.D. Vertically extensive and unstable magmatic systems: A unified view of igneous processes // Science. 2017. V. 355. eaag3055.
- Chatterjee S., Bandyopadhyay D., Takazawa E. et al. Orthopyroxene-magnetite symplectite in olivine gabbros from the lower crustal Oman Ophiolite: Oman Drilling Project, Hole GT2A // J. Mineral. Petrol. Sci. 2021. V. 116. P. 170–175.
- 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 // Chem. Geol. 2014. V. 368. P. 1–10.
- Danyushevsky L.V. The effect of small amounts of H_2O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // J. Volcanol. Geoth. Res. 2001. V. 110. № 3. P. 265–280.

- Danyushevsky L., Pasqua F., Sokolov S.* Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 138. P. 68–83.
- Danyushevsky L.V., McNeill A.W., Sobolev A.V.* Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications // *Chem. Geol.* 2002. V. 183. № 1. P. 5–24.
- Danyushevsky L.V., Plechov P.Y.* Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2011. V. 12. № 7. Q07021.
- Del Moro S., Renzulli A., Landi P. et al.* Unusual lapilli tuff ejecta erupted at Stromboli during the 15 March 2007 explosion shed light on the nature and thermal state of rocks forming the crater system of the volcano // *J. Volcanol. Geoth. Res.* 2013. V. 254. P. 37–52.
- Frezza M.L., Tecce F., Casagli A.* Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // *J. Geochem. Explor.* 2012. V. 112. P. 1–20.
- Gavrilenko M., Herzberg C., Vidito C. et al.* A calcium-in-olivine geohygrometer and its application to subduction zone magmatism // *J. Petrol.* 2016. V. 57. № 9. P. 1811–1832.
- Gill J.B.* Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin: Springer, 1981. 390 p.
- Hildreth W.* Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems // *J. Volcanol. Geoth. Res.* 2004. V. 136. № 3. P. 169–198.
- Karakas O., Dufek J.* Melt evolution and residence in extending crust: Thermal modeling of the crust and crustal magmas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 425. P. 131–144.
- Kotov A.A., Smirnov S.Z., Nizametdinov I.R. et al.* Partial melting under shallow-crustal conditions: A study of the Pleistocene caldera eruption of Mendelev volcano, Southern Kuril Island Arc // *J. Petrol.* 2023. V. 64. № 6. <https://doi.org/10.1093/petrology/egad033>.
- Kuno H.* High-alumina basalt // *J. Petrol.* 1960. V. 1. № 2. P. 121–145.
- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. et al.* Igneous rocks // *IUGS Classification and Glossary: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks.* 2002. P. 3–42.
- Macdonald R., Hawkesworth C.J., Heath E.* The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism // *Earth-Sci. Rev.* 2000. V. 49. № 1. P. 1–76.
- Marsh B.D.* On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981. V. 78. № 1. P. 85–98.
- Martynov Y., Rybin A., Chibisova M. et al.* Basaltic volcanism of Medvezhia caldera on the Iturup Island of Kurile Isles: impact of regional tectonics on subduction magmatism // *Int. Geol. Rev.* 2023. V. 65. № 2. P. 179–199.
- McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. № 3. P. 223–253.
- Mironov N., Portnyagin M., Botcharnikov R. et al.* Quantification of the CO₂ budget and H₂O–CO₂ systematics in subduction-zone magmas through the experimental hydration of melt inclusions in olivine at high H₂O pressure // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 425. P. 1–11.
- Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. V. 274. P. 321–355.
- Nakanishi A., Kurashimo E., Tatsumi Y. et al.* Crustal evolution of the southwestern Kuril Arc, Hokkaido Japan, deduced from seismic velocity and geochemical structure // *Tectonophysics.* 2009. V. 472. P. 105–123.
- Petford N., Gallagher K.* Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 193. № 3–4. P. 483–499.
- Plank T., Kelley K.A., Zimmer M.M. et al.* Why do mafic arc magmas contain ~4wt % water on average? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 364. P. 168–179.
- Plank T., Langmuir C.H.* The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chem. Geol.* 1998. V. 145. № 3. P. 325–394.
- Portnyagin M., Mironov N., Botcharnikov R. et al.* Dehydration of melt inclusions in olivine and implications for the origin of silica-undersaturated island-arc melts // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 2019. V. 517. P. 95–105.
- Smirnov S.Z., Rybin A.V., Kruk N.N. et al.* Parental melts and magma storage of a large-volume dacite eruption at Vetrovoy Isthmus (Iturup Island, Southern Kuril Islands): Insights into the genesis of subduction-zone dacites // *J. Petrol.* 2019. V. 60. № 7. P. 1349–1370.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin, D.V. et al.* Estimating the amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science.* 2007. V. 316. P. 412–417.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. V. 42. № 1. P. 313–345.
- Workman R.K., Hart S.R.* Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 231. № 1. P. 53–72.

Late Pleistocene Basitic Magmatism and Its Relation to Large Caldera-Forming Eruptions on Iturup Island on Example of Klumba Volcano, Kuril Islands

T. Yu. Timina¹, S. Z. Smirnov¹, D. V. Kuzmin¹, A. A. Kotov², A. V. Rybin^{3,†},
V. A. Danilovsky¹, A. E. Izokh¹

¹*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

²*Graduate School of Environmental Studies, Tohoku University, Sendai, Japan*

³*Institute of Marine Geology and Geophysics Far Eastern Branch Russian Academy of Sciences,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

The basaltic andesite volcano Klumba is the only post-caldera volcano in the center of one of the most powerful explosive eruptions that occurred at the end of the Neopleistocene in Great Kuril Ridge (GKR) and formed a thick sequence of dacitic pumice tuffs on the Vetrovoy Isthmus on the Iturup Island. A detailed study of mineralogy and olivine-hosted fluid and melt inclusions in the rocks of the Klumba volcano, showed that the feeding magma evolved within the arc crust at depths between 15.5 and 7 km and was related to Mg-rich (up to 9.8 wt. % MgO), low-potassium and low-alumina basaltic andesite melts, which initially contained about 5–6 wt. % H₂O. Olivine and Cr-Al spinel are the earliest minerals, which are later joined by plagioclase and pyroxenes. The crystallization of the basaltic andesites occurred at temperatures of about 1000–1200°C. The melt was saturated with carbon dioxide fluid, containing minor amounts of SO₂. The Pleistocene basaltic andesitic magmatism in the central part of the Iturup Island was predominantly intrusive and resulted in the formation of a large trans-crustal magmatic system (TCMS), which could include the dacitic reservoir that fed the explosive eruption of the Vetrovoy Isthmus. The plumbing system of the Klumba volcano is considered to be a part of this TCMS with impulsive injections of variously differentiated basaltic andesite magmas. It is assumed that such systems may have been developed on the scale of the whole island. The processes duration and the amount of intruded magma may have been sufficient to cause partial melting in the upper parts of the island-arc crust and to form magma reservoirs of powerful explosive caldera-forming eruptions.

Keywords: melt inclusions, olivine, basitic magmatism, trans-crustal magmatic systems, caldera, Kuril Islands

УДК 552.11:548.4

КАРБОНАТИЗАЦИЯ СЕРПЕНТИНИТОВ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА: 2. ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО И ИЗОТОПНОГО ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, Rb, Sr, Sm, Nd) СОСТАВОВ ПРИ ЭКСГУМАЦИИ АБИССАЛЬНЫХ ПЕРИДОТИТОВ

© 2025 г. Е. А. Краснова^{1, 2, *}, С. А. Силантьев¹, В. В. Шабыкова¹, А. С. Грязнова¹

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

*e-mail: e.krasnova@oilmsu.ru

Поступила в редакцию 28.02.2024 г.

После доработки 14.06.2024 г.

Принята в публикацию 28.07.2024 г.

Формирование карбонатных минералов в океанической коре происходит в ходе взаимодействия CO_2 с силикатными минералами ультраосновных и основных пород. Процесс карбонатизации приводит к формированию многочисленных жил, заполнению интерстиций в матрице пород и частично и/или полностью карбонатизированных пород, слагающих субстрат медленно-спрединговых срединно-океанических хребтов и участвующих в строении офиолитовых комплексов. В работе (Силантьев и др., 2023) была представлена концептуальная модель основных этапов формирования карбонатизированных серпентинитов различных сегментов Срединно-Атлантического хребта. В рамках текущего исследования мы рассмотрели данные о вариациях изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, Sr, Nd) в исследуемых ранее карбонатизированных серпентинитах, что привело к дополнительным выводам о последовательности событий преобразования ультраосновных пород, включенных во внутренние океанические комплексы медленно-спрединговых срединно-океанических хребтов. Изотопные характеристики углерода и кислорода, полученные в результате нашего исследования, хорошо соответствуют результатам предыдущих исследований и позволяют на качественном уровне оценивать длительность и пространственное положение в разрезе океанической коры взаимодействия морского флюида с серпентинитами различных сегментов Срединно-Атлантического хребта. Выделенные ранее группы перидотитов по минеральным и петрографическим признакам хорошо согласуются с параметрами соотношения или согласуются со значениями вода/порода, рассчитанными с помощью Sr-Nd изотопной систематики, и отражают последовательность этапов карбонатизации ультраосновного субстрата океанической коры и длительность его пребывания на поверхности океанического ложа. Результаты проведенного исследования демонстрируют, что внутренние океанические комплексы, содержащие исследуемые породы, были выведены к поверхности океанического дна в различные временные периоды.

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, абиссальные перидотиты, серпентинизация, карбонатизация, океаническая литосфера, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, Sr, Nd, параметр вода/порода (W/R)

DOI: 10.31857/S0869590325010028 **EDN:** VDYOUV

ВВЕДЕНИЕ

Серпентиниты являются важным компонентом океанической литосферы и обычно обнажаются в осевых участках медленно и ультрамедленно спрединговых хребтов, а также в офиолитовых комплексах палеоколлизийных зон и представляют собой активную химическую и термическую систему (Cannat et al., 2010; Escartín et al., 2008). Вторичные изменения океанической литосферы при

взаимодействии с гидротермальными флюидами являются основным фактором обмена летучими компонентами между гидросферой и литосферой, что приводит к значительным изменениям изотопно-геохимических характеристик пород (Beinlich, John, 2020; Lister, 1972; Wheat, Mottl, 2004; Дубинина и др., 2007; Силантьев и др., 2016, 2015, 2009).

Углерод и кислород могут находиться в ультраосновных породах в трех разных фазах: в виде

газообразных CO_2 и CH_4 во флюидных включениях, в виде твердого неорганического карбоната и графита, а также в виде органических соединений, которые могут быть привнесены абиотическим или биотическим путем (Delacour et al., 2008; Früh-Green et al., 2004; Kelley, Früh-Green, 2001; McCollom, Seewald, 2006). Ранее в многочисленных работах был изучен химический и изотопный обмен в ходе взаимодействия морской воды и ее дериватов с породами океанического дна (Stakes et al., 1991; Alt, 1995, 2003, 2004; Alt, Shanks, 2003; Hart, 1970; Hart et al., 1999; Bach et al., 2001; Alt, Bach, 2006; Gao et al., 2006; Дубинина и др., 2013, 2015, 2020).

В рамках данного исследования изотопный состав кислорода и углерода был изучен для оценки геохимической природы источников, определяющих состав флюида, ответственного за карбонатизацию абиссальных перидотитов. Анализ изотопного состава стронция и неодима позволил оценить величину индикаторного параметра вода/порода, представляющего количественную оценку условий, сопутствующих взаимодействию флюида с ультраосновным субстратом (Kempton et al., 1991; Bickle, Teagle, 1992; Hart et al., 1999; Силантьев, 2003; Силантьев и др., 2009; Gillis et al., 2005; Delacour et al., 2008 и др.). Накопленные к настоящему времени изотопно-геохимические данные о серпентинитах океанической коры помогают реконструировать геохимические циклы и процессы, происходящие в системе океаническая литосфера–гидросфера (Arai et al., 2012; Charlou et al., 2002; Delacour et al., 2008; Kelley et al., 2005; Schwarzenbach et al., 2013; Shanks et al., 1995).

Процесс серпентинизации при $\approx 200^\circ\text{C}$ приводит к образованию флюидов с высокой концентрацией Ca^{2+} и высоким pH, что может привести к выпадению карбонатного материала (Frost, Beard, 2007; Palandri, Reed, 2004). Термодинамически стабильный карбонатный материал поглощает углерод и представляет собой эффективный субстрат для постоянного поглощения CO_2 из атмосферы (Kelemen, Matter, 2008), что непосредственно отражается на его изотопном составе.

Вдоль всего простирания Срединно-Атлантического хребта (САХ) в пределах распространения сегментов, сложенных преимущественно серпентинитами, расположены активные гидротермальные поля и их кластеры, с которыми связаны сульфидно-полиметаллические рудопроявления (поля Ашадзе, Логачев, Семенов, Рейнбоу), а также поля с низкотемпературными гидротермальными карбонатными постройками (массив Атлантис, поле Лост Сити). В гидротермальных постройках низкотемпературного поля Лост Сити проявлена безрудная брусит-карбонатная минерализация (Kelley, Früh-Green, 2001). Для карбонатов, участвующих в строении построек этого гидротермального поля, характерны значительные вариации величин $\delta^{18}\text{O}$,

$\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Kelley, Früh-Green, 2001; Kelley et al., 2005; Früh-Green et al., 2004; Ludwig et al., 2006; Дубинина и др., 2007, 2020; Delacour et al., 2008). В цитируемых работах было показано, что главным агентом преобразования минерального и химического состава абиссальных перидотитов служит изменение физико-химических параметров гидротермального раствора, из которого происходит осаждение карбонатов в процессе прогрессивного смещения флюида и океанской воды. При этом эффективная серпентинизация мантийных перидотитов происходит на уровне глубинности океанической коры порядка 3.5–4.5 км (Силантьев и др., 2009). Заключительный этап преобразования абиссальных перидотитов в океанической коре связан с их карбонатизацией, которой они подвергаются в приповерхностных условиях (Milliken et al., 1996; Силантьев, 2003). Результаты моделирования (Силантьев и др., 2009) низкотемпературного взаимодействия серпентинитов с морской водой продемонстрировали, что при длительном экспонировании на морском дне содержание карбоната в них может достигать более 70% от объема породы. Проявленные в различной степени признаки карбонатизации установлены в абиссальных перидотитах Срединно-Атлантического хребта на всем протяжении его простирания (Силантьев и др., 2023).

Настоящая работа является продолжением наших предыдущих исследований (Силантьев и др., 2023), в рамках которых были изучены тренды минеральных и химических изменений, происходящих в океанических серпентинитах при их карбонатизации. В предлагаемой работе главный акцент сделан на реконструкции возможных изотопных эффектов ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и ϵ_{Nd}), сопровождающих эксгумацию абиссальных перидотитов и сопутствующую ей карбонатизацию.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом изучения служила коллекция, состоящая из 30 образцов карбонатизированных серпентинитов, отобранная в осевой зоне САХ на ее протяжении от 37° с.ш. до 17° ю.ш. (6000 км). Подробное петрографическое описание этих образцов приводится в (Силантьев и др., 2023). Изученные образцы представлены в основном апогарцбургитовыми, реже аподунитовыми, серпентинитами. Степень серпентинизации пород варьирует от 70 до 100%. В работе (Силантьев и др., 2023) эти породы были разделены на несколько групп, различающихся, главным образом, по степени их карбонатизации и ее структурным признакам. Как было показано в цитируемой работе, весь карбонатный материал в изученных образцах представлен арагонитом и подчиненным кальцитом (Силантьев и др., 2023). Изученная коллекция включает все

известные петрографические типы абиссальных перидотитов и была отобрана в районах, характеризующих основные морфоструктурные элементы осевой зоны САХ. Изученные карбонатизированные серпентиниты по свойственным им петрографическим признакам были разделены на четыре группы, которые характеризуются разной степенью карбонатизации и структурными особенностями.

В первую группу, отнесенную к проявлениям жильной карбонатизации, вошли породы, сохранившие обычную для океанических серпентинитов петельчатую или пластинчатую структуру, в которых присутствуют маломощные жилы, выполненные карбонатом.

Ко второй группе относятся карбонатизированные серпентиниты с проникающей карбонатизацией, в которых наблюдается частая сеть карбонатных прожилок, образующая в отдельных участках породы сплошную карбонатную матрицу.

Третья группа включает образцы с массивной карбонатизацией, проявленной в почти полной карбонатизации серпентинитов, сопровождающейся интенсивной деформацией и брекчированием, что способствовало образованию в этих породах обломочно-прожилковой структуры и брекчиевидной текстуры.

К четвертой группе относятся серпентиниты, в которых карбонатизация проявлена слабо или ее признаки отсутствуют.

Результаты изучения отобранных образцов на сканирующем микроскопе свидетельствуют о различной в структурном отношении позиции карбонатного материала (Силантьев и др., 2023; рис. 1), поэтому для анализа изотопного состава углерода и кислорода была отобрана как валовая проба, так и отдельные зерна из жил, различающиеся по морфологии выделения карбонатов. Для гомогенизации образца и представительного анализа валовых проб карбонатный материал был растерт до мелкодисперсного порошка.

Для образца 2ABP-28-2 была составлена карта распределения элементов (кальций, кремнезем, магний) на электронном микроанализаторе Jeol IT-500 в лаборатории локальных методов исследования кафедры петрологии и вулканологии МГУ им. М.В. Ломоносова. Исследование проводилось при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока электронного зонда 0.7 нА с использованием ЭДС системы Oxford X-Max и площадью кристалла 50 мм².

Определения изотопного состава углерода и кислорода выполнялись в лаборатории стабильных изотопов кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Изотопный анализ во всех образцах был проведен классическим методом разложения в ортофосфорной кислоте (McGee,

1950). Измерение изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) было выполнено методом масс-спектрометрии в постоянном потоке гелия (CF-IRMS) на масс-спектрометре Delta V Advantage Thermo Finnigan Scientific, сопряженном с периферийным устройством GasBench II и автосэмплером PAL. Ознакомиться с принципом работы GasBench II можно в работах (Torres et al., 2005; Yang, Jiang, 2012). Пробы для изотопных исследований отбирались точно из каждой выделяемой разности, в зависимости от количества карбонатного материала навеска отмерялась от 100 до 500 мкг. Проба подвергалась обработке 105% ортофосфорной кислотой на линии пробоподготовки Gas Bench II, подключенной непосредственно к масс-спектрометру. Углекислый газ, выделившийся в результате реакции карбоната с кислотой, поступал в камеру масс-спектрометра, где анализировался изотопный состав углерода и кислорода в нем. Для расчета изотопного состава углерода и кислорода анализируемых образцов использовался стандартный газ CO_2 известного изотопного состава. Для карбонатов изотопные значения углерода ($\delta^{13}\text{C}$) представлены относительно VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite, Belemnita Americana из известняковой формации Pee Dee Южной Каролины), для кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) — относительно VSMOW (стандарт средней океанической воды), (‰). Точность измерений контролировалась по международным стандартам NBS-18 и NBS-19 с известными значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Каждый образец анализировался дважды. Воспроизводимость результатов анализа,

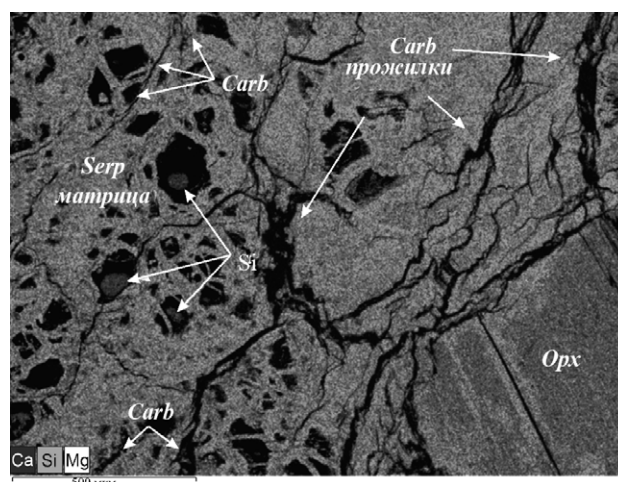


Рис. 1. Микрофотография шлифа 2ABP-28-2. Карбонатизация реликтового ортопироксена. Карта распределения элементов по цветам: кальций (темно-серый), кремнезем (серый) и магний (белый). Изображение получено с помощью сканирующего электронного микроскопа и представляет собой градацию трех элементов.

включая полный цикл пробоподготовки образцов, не выходила в среднем за пределы $\pm 0.2\%$.

Определение изотопных отношений Rb-Sr и Sm-Nd проводилось для карбонатизированных серпентинитов в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН. Для анализа отбиралась порода целиком и монофракция карбонатных фаз, выделенных из образцов серпентинитов под биноклем, затем тщательно перетертая в мелкодисперсную пудру навеска образца весом 0.02–0.03 г помещалась в тefлоновые бюксы. Измерения проводили на твердофазном мультиколлекторном масс-спектрометре Triton фирмы ThermoFinnigan. Изотопные отношения стронция и неодима были нормализованы: $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ и $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241572$. Для контроля качества измерений стронция и неодима анализировали стандартные образцы SRM987 и JNdi-1 соответственно. Значение изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартном образце SRM987, измеренном вместе с серией образцов карбонатизированных серпентинитов, составило 0.710229 ± 0.000009 , а с серией карбонатных фаз — 0.710234 ± 0.000008 . В JNdi-1 изотопные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512107 \pm 0.000004$.

Изотопный состав неодима $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ представлен в виде величины ϵ_{Nd} относительно хондрита (Chondrite Uniform Reservoir, CHUR): $\epsilon_{\text{Nd}} = [^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{образец}} / ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} - 1] \times 10^4$, где $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0.512638$ (Jacobsen, Wasserburg, 1980).

ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СТРОНЦИЯ И НЕОДИМА В КАРБОНАТИЗИРОВАННЫХ СЕРПЕНТИНИТАХ САХ

Данные об изотопном составе стронция и неодима изученных образцов приведены в табл. 1 и представлены на рис. 2. Наблюдаются значительные вариации величин изотопных отношений стронция и неодима, которые, возможно, отражают различия в длительности взаимодействия флюида с ультраосновным субстратом САХ. Значения величины изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изученных образцах варьируют от состава умеренно-серпентинизированных пород (0.7033) до состава современной океанской воды (0.7092) в образцах, в которых степень серпентинизации достигает 90–100% (табл. 1). В карбонатном материале значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отвечают узкому интервалу 0.7091–0.7092. Соотношение изотопов стронция является эффективным химическим индикатором степени изменения океанической коры при взаимодействии с морской водой (Hess et al., 1991; Hart et al., 1999). Стронциевая изотопная система карбонатов отражает состав флюида в момент кристаллизации карбоната; в изученных образцах этим флюидом является морская вода и ее дериваты.

В настоящей работе проведена оценка минеральных типов карбонатных фаз с учетом данных, полученных в (Силантьев и др., 2023). В работе (Силантьев и др., 2009) представлена модельная схема взаимодействия гидротермального флюида при его просачивании сквозь разрез перидотитов. В цитируемой работе было показано, что при низкотемпературном изменении перидотита в приповерхностных условиях (19°C, до 500 м) образуется арагонит, другие карбонаты, например, доломит может образовываться только при больших температурах и глубинах. К аналогичному выводу пришли авторы работы (Picazo et al., 2020), в которой приведены результаты термодинамического моделирования, свидетельствующие о том, что Са-карбонаты образуются в океанических серпентинитах только при $< 50^\circ\text{C}$, в то время как Mg-карбонаты устойчивы в них только при более высоких температурах ($\geq 150^\circ\text{C}$). В связи с тем, что при петрографическом изучении 30 образцов карбонатизированных серпентинитов САХ среди карбонатных фаз не был обнаружен доломит (Силантьев и др., 2023), в данной работе было принято, что все изученные образцы карбонатов являются смесью двух минералов — кальцита и арагонита. В работе (Силантьев и др., 2023) было высказано также предположение, что, помимо высокого содержания стронция в изученных породах, свидетельством присутствия арагонита может выступать повышенное содержание SiO_2 , подтверждающим механизмы инверсии карбонатных полиморфов (Kellermeier et al., 2013).

Поскольку разделить эти карбонаты перед изотопным анализом на минеральные типы невозможно, их разделение основывалось на оценке концентрации стронция в минерале: граничное содержание стронция между кальцитом и арагонитом составляет 8300–8400 г/т (Carpenter, Lohmann, 1992).

Карбонатизация и серпентинизация отражаются схожими эффектами фракционирования в Rb-Sr изотопной системе. В абиссальных перидотитах САХ величина $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}}$ коррелирует с изотопным отношением стронция таким образом, что его повышенные значения отмечаются в наиболее серпентинизированных и карбонатизированных породах (Силантьев и др., 2023). Опираясь на существующие петрографические данные и на результаты расчетного кинетико-термодинамического моделирования (Силантьев и др., 2009, 2016), предполагается, что оба процесса протекают практически одновременно и в работе рассматриваются в рамках единого вектора. Полученная оценка изотопных эффектов изучаемых систем может носить исключительно качественный характер, определяющий длительность экспонирования на поверхности океанического дна. Как было показано в (Силантьев и др., 2009), первые признаки

Таблица 1. Районы отбора изученных серпентинитов и данные изотопного состава систем (Rb, Sr, Sm, Nd) карбонатизированных серпентинитов САХ

№ п/п	Образец	Судно/ экспедиция	Группа	Rb, г/т	Sr, г/т	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Sm, г/т	Nd, г/т	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd}
1	2ABP28-1	Академик Борис Петров, 2-й рейс, САХ 17.5° ю.ш.	2	0.105	1286	0.00024	0.709069	0.091	0.608	0.09065	0.512041	–11.6
2	2ABP28-2		2	0.024	143	0.00048	0.709059	0.141	0.950	0.08960	0.512057	–11.3
3	SeDR 7-1-1	Пуркуа Па? SERPENTINE, поле Логачев	1/2	0.057	216	0.00077	0.709118					
4	SeDR 8-7-27		4	0.114	4	0.07690	0.709190	0.038	0.178	0.12772	0.512313	–6.3
5	SeDR 8-7-26		1	0.084	1366	0.00018	0.709151	0.068	0.370	0.11067	0.512267	–7.2
6	SeDR 8-7-51		2	0.270	27	0.02842	0.707090					
7	FR02-06	Аталанте/ FARANAUT, сегмента САХ с разломом «15°20'» (Диापир Буго)	1	0.086	817	0.00030	0.709122	0.041	0.195	0.12822	0.512039	–11.7
8	FR02-08		2	0.062	767	0.00023	0.709127	0.042	0.176	0.14383	0.512103	–10.4
9	FR02-12		1	0.621	694	0.00259	0.709131	1.976	9.403	0.12703	0.512067	–11.1
10	FR02-13		4	0.267	151	0.00512	0.703323	2.456	8.566	0.17332	0.512966	6.4
11	FR03-03		3	0.115	3323	0.00010	0.709150	0.019	0.102	0.11569	0.512140	–9.7
12	FR03-07		1	0.116	1404	0.00024	0.709146	0.363	2.406	0.09114	0.512063	–11.2
13	FR04-08		3	0.031	2015	0.00004	0.709153					
14	FR05-07		1	0.075	1962	0.00011	0.709152					
15	FR05-10		4	0.376	2113	0.00052	0.709132	0.106	0.557	0.11520	0.512198	–8.6
16	FR05-11		1	0.061	739	0.00024	0.709136	0.064	0.319	0.12064	0.512146	–9.6
17	FR05-12		1/2	0.071	4363	0.00005	0.709156	0.044	0.253	0.10614	0.511946	–13.5
18	FR05-13		1	0.072	1358	0.00015	0.709144	0.020	0.101	0.12201	0.512115	–10.2
19	FR05-14		1	0.074	2128	0.00010	0.709125	0.070	0.357	0.11889	0.512225	–8.1
20	FR06-02		1	0.083	1068	0.00023	0.709143	0.065	0.365	0.10794	0.512115	–10.2
21	FR06-07		2	0.054	578	0.00027	0.709140	0.030	0.215	0.08466	0.512061	–11.3
22	FR06-11		1	0.182	1045	0.00050	0.709143	0.546	3.059	0.10796	0.512107	–10.4
23	FR07-12		2	0.082	4037	0.00006	0.709145	0.064	0.351	0.11087	0.512040	–11.7
24	FR07-13		2	0.226	1432	0.00046	0.709141	1.486	7.596	0.11825	0.512046	–11.6
25	FR09-02		1	0.096	2299	0.00012	0.709143	0.177	0.962	0.11131	0.512043	–11.6
26	FR09-07		1	0.095	16	0.01687	0.707707	0.249	0.696	0.21674	0.512969	6.5
27	FR09-08		4	0.50	8	0.18251	0.709154	0.113	0.426	0.15995	0.512707	1.3
28	4805-2	Академик Мстислав Келдыш, 50-й рейс, массив Атлантис	2	0.210	125	0.00486	0.709026	0.283	0.768	0.22288	0.513106	9.1
29	4805-9		4	0.417	42	0.02841	0.708919	0.089	0.321	0.16739	0.512898	5.1
30	4820-1	Академик Мстислав Келдыш, 50-й рейс, поле Рейнбоу	2	0.052	1798	0.00008	0.709178					
31	4820-2		2	0.149	1289	0.00034	0.709164					

Примечание. Погрешность 2σ ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr не превышает 0.00005. Погрешность 2σ ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr не превышает 0.000014. Погрешность 2σ ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd не превышает 0.00007. Погрешность 2σ ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd не превышает 0.00002.

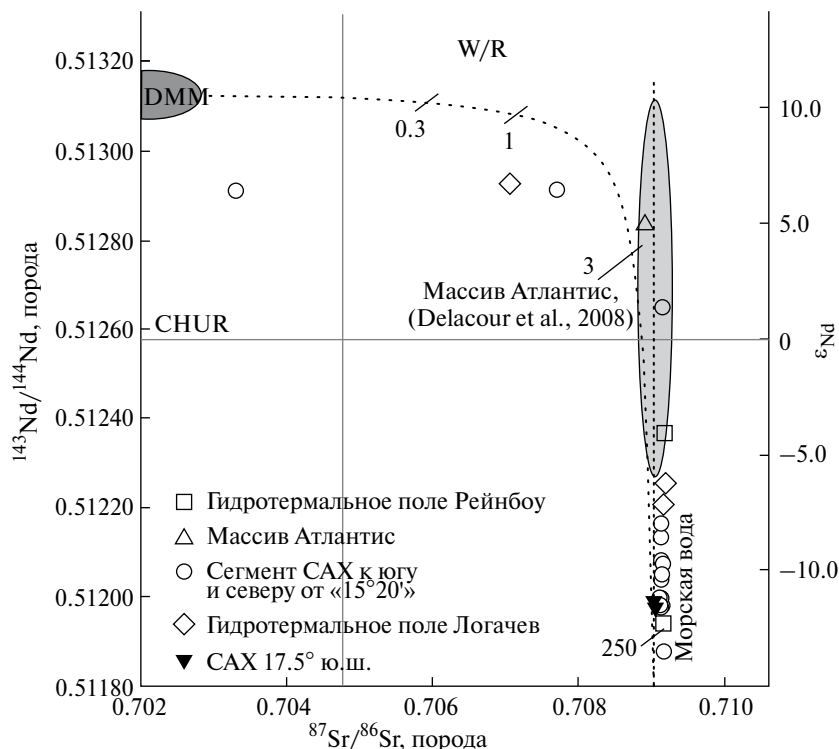


Рис. 2. Вариации изотопного состава стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) и неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, ϵ_{Nd}) в карбонатизированных серпентинитах различных сегментов САХ. DMM — деплетированная мантия, CHUR — однородный хондритовый резервуар (chondritic uniform reservoir).

карбонатизации наблюдаются в серпентинитах, образованных во внутрикоровых условиях.

Перидотиты, испытавшие гидротермальное преобразование при высоком значении W/R , характеризуются высокой степенью серпентинизации (более 70%), а в условиях поверхности океанического дна — интенсивной карбонатизацией. В работе (Ternieten et al., 2021) описывается процесс последовательной карбонатизации, как следствие разного времени взаимодействия серпентинита с морской водой. Полученные характеристики изотопного состава неодима $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в изученных образцах варьируют от значений, близких к деплетированной мантии (массив Атлантис, обр. 4805-2 = 0.51311), до низко радиогенного состава в интенсивно карбонатизированных образцах (разломная зона «15°20'», обр. FR05-12 = 0.51195). Приведенные данные о поведении изотопных систем стронция и неодима в перидотитах САХ свидетельствуют в пользу представлений о том, что наблюдаемые вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в абиссальных перидотитах преимущественно отражают вторичные низкотемпературные изменения, которым подвергались эти породы, и не могут привлекаться к реконструкциям первичного геохимического типа мантийного субстрата по валовым пробам. Однако эти данные позволяют оценить некоторые

параметры процессов взаимодействия ультраосновного субстрата с морской водой.

Оценка соотношения вода/порода (W/R) на основе анализа вариаций изотопного состава стронция и неодима

Для оценки источников флюида и соотношения вода/порода (W/R) использовались как традиционный параметр: соотношение изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, так и значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Поскольку на ранних этапах взаимодействия ультраосновных пород с морской водой (низкие значения W/R) неодим остается инертным (Delacour et al., 2008), его изотопный состав в породах остается неизменным. Изотопный состав Nd становится чувствительным индикатором интенсивности вторичных изменений ультраосновного субстрата при очень высоких значениях W/R . Однако в этом интервале значений W/R изотопный состав стронция теряет свои индикаторные качества, как было показано в (Alt, Bach, 2006; Gao et al., 2006; Michard et al., 1983; Snow, Dick, 1995). Изотопная система неодима более «чувствительна», чем стронциевая система, реагирует на карбонатизацию абиссальных перидотитов (Силантьев и др., 2003). Наиболее карбонатизированные серпентиниты обнаруживают более низкие значения изотопного отношения неодима по

сравнению с серпентинитами, в которых признаки карбонатизации не отмечены (рис. 2).

На основе полученных оценок изотопного состава Sr и Nd были рассчитаны значения параметра вода/порода (W/R) по формулам (табл. 2), приведенным в (Delacour et al., 2008): для неодимовой систематики (Nd W/R) расчеты были проведены для условий открытой и закрытой систем, для стронциевой (Sr W/R) — в закрытой системе. Рассчитанные значения этого параметра позволяют выявить характер вторичных изменений абиссальных перидотитов по мере их подъема и экспонирования на поверхности океанического дна.

Для условий закрытой системы на рис. 3а показана модельная кривая для различных групп карбонатизированных серпентинитов САХ. При $W/R > 100$ изотопный состав стронция перидотитов достигает изотопного состава морской воды и в дальнейшем не изменяется (рис. 2), в то время как изотопный состав неодима варьирует в более широких пределах и образует тренд, направленный в сторону состава морской воды. Группа наименее карбонатизированных пород (четвертая группа) близка по изотопному отношению неодима к полю деплетированной мантии и характеризуется наименьшими соотношениями вода/порода. В остальных группах с четко проявленной серпентинизацией и карбонатизацией изотопный состав Nd серпентинитов смещен в сторону изотопного состава морской воды и указывает на очень высокие значения W/R, которые для закрытой системы достигают 5×10^2 .

Приведенные на рис. 3б данные демонстрируют связь между параметром W/R и содержанием CaO в карбонатной фазе. Полученные модельные параметры W/R, рассчитанные с использованием величины изотопного отношения стронция, указывают на зависимость между уровнем содержания стронция в карбонате и временем экспонирования карбонатизированных серпентинитов на морском дне.

Индикатором степени преобразования ультраосновного субстрата может выступать содержание FeO в карбонатном материале, уменьшающееся с увеличением параметра вода/порода (рис. 4) (Halls, Zhao, 1995). Образование вторичных карбонатных минералов обычно сопровождается привнесением оксидов железа, гидроксида и/или сульфида. Процесс вторичного преобразования пород венчается образованием карбонатных минералов в участках наиболее измененных ультраосновных пород под действием обширной инфильтрации флюидов, богатых CO_2 (Halls, Zhao, 1995). Привнос железа в рассматриваемой обстановке, согласно (McCollom, Bach, 2009), может объясняться тем обстоятельством, что умеренные температуры (до $100^\circ C$) и высокие значения параметра вода/порода приводят к более низкой концентрации железа

в брусите и серпентине и одновременному образованию большего количества магнетита (см. также Malvoisin, 2015). Увеличение содержания карбонатного материала и магнетита (и уменьшение общего FeO в породе) могут быть связаны с окислительными условиями, вызванными большим объемом проходящего флюида (Andreani et al., 2009; Ulrich et al., 2014).

ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В КАРБОНАТИЗИРОВАННЫХ ПЕРИДОТИТАХ

Значения величины $\delta^{13}C$ в карбонатах из изученных образцов изменяются от -0.8 до $+3.2\text{‰}$, в отдельных кристаллах до -1.6‰ (табл. 3). Наиболее тяжелый изотопный состав углерода выходит за рамки значений, характерных для кальцита и арагонита, свойственных равновесию с водой Атлантического океана ($0.6\text{--}2.0\text{‰}$, Дубинина и др., 2020). Изотопно-углеродная система карбонатов связана с источником растворенного неорганического углерода, принимающего участие в формировании минерала. Наиболее высокие значения величины $\delta^{13}C$ согласуются с данными, полученными ранее в работах (Дубинина и др., 2020; Delacour et al., 2008; Lang et al., 2012) в карбонатном материале пород массива Атлантис (поле Лост Сити). Повышенные значения величины $\delta^{13}C$ в этих работах объяснялись 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). Изученные образцы характеризуются величиной $\delta^{18}O$ от $+30.6$ до $+35.7\text{‰}$, в отдельных кристаллах до $+36.8\text{‰}$. Для изотопно-кислородной системы карбонатов существенную роль играет температура, при которой кристаллизуется карбонатный минерал, а также скорость осаждения и pH равновесного раствора (Dietzel et al., 2009; Kim, O'Neil, 1997). Большинство образцов по изотопному составу кислорода карбонатов имеет гомогенный состав и различается не более чем на 1.5‰ . Исключениями являются образцы FR07-12 (разломная зона « $15^\circ 20'$ ») и 4805-2 (массив Атлантис), изотопный состав кислорода которых соответствует более низким значениям 30.9 и 30.6‰ соответственно, и образцы FR09-07 и FR06-02 (разломная зона « $15^\circ 20'$ ») с более изотопно-тяжелыми характеристиками в отдельных кристаллах 36.1 и 36.8‰ соответственно.

В целом показанные вариации изотопных характеристик могут быть следствием разных причин: различное положение карбонатов в разрезе, неоднородность состава субстрата, различный состав флюида, длительность экспонирования

Таблица 2. Районы отбора изученных серпентинитов и расчетные данные по содержанию Rb и Sr в карбонате и отношению вода/порода в открытой и закрытой системе

№ п/п	Образец	Судно/ экспедиция	Группа	Nd W/R × 1000	Sr W/R	Rb в карбонате, г/т	Sr в карбонате, г/т	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr в карбонате	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr в карбонате
1	2ABP28-1	Академик Борис Петров, 2-й рейс, САХ 17.5° ю.ш.	2	1498	54				
2	2ABP28-2		2	1330	48				
3	SeDR 7-1-1	Пуркуа Па?/ SERPENTINE, поле Логачев	1/2		116				
4	SeDR 8-7-27		4	390					
5	SeDR 8-7-26		1	462	532				
6	SeDR 8-7-51		2		2				
7	FR02-06	Атланте/ FARANAUT, сегмента САХ с разломом «15°20'» (Диापир Буго)	1	1525	131				
8	FR02-08		2	989	147				
9	FR02-12		1	1242	169				
10	FR02-13		4	38	0				
11	FR03-03		3	806	471	0.46	10537	0.00013	0.709149
12	FR03-07		1	1272	346				
13	FR04-08		3		736				
14	FR05-07		1		603	3.13	10410	0.00087	0.709186
15	FR05-10		4	614	175				
16	FR05-11		1	781	207				
17	FR05-12		1/2	5003	1172	1.51	9216	0.00047	0.709156
18	FR05-13		1	923	312				
19	FR05-14		1	546	139	0.08	8296	0.00003	0.709142
20	FR06-02		1	921	284				
21	FR06-07		2	1295	243				
22	FR06-11		1	962	289				
23	FR07-12		2	1517	321				
24	FR07-13		2	1449	257				
25	FR09-02		1	1474	283	0.39	9852	0.00011	0.709144
26	FR09-07		1	37	3				
27	FR09-08		4	109	855				
28	4805-2	Академик Мстислав Келдыш, 50-й рейс, массив Атлантис	2	12	36				
29	4805-9		4	53	20				
30	4820-1	Академик Мстислав Келдыш, 50-й рейс, поле Рейнбоу	2			0.08	8625	0.00003	0.709152
31	4820-2		2						

Примечание. Nd W/R – расчетные параметры вода/порода с использованием отношения изотопов неодима ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, Sr W/R – расчетные параметры вода/порода с использованием отношения изотопов стронция ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr.

ультраосновных пород на океаническом дне. Изученная в настоящем исследовании коллекция абиссальных перидотитов получена при драгировании и с помощью манипулятора с борта ГОА «NAUTILE», при котором отбор образцов производился в одном диапазоне глубин. Приведенные на рис. 2 данные изотопных характеристик

в карбонатизированных серпентинитах различных сегментов САХ не обнаруживают связи с широтным распределением образцов. В работе (Силантьев и др., 2023) были показаны вариации геохимических параметров карбонатизированных серпентинитов из изученной коллекции, которые также не могут быть объяснены характером широтного распределения отбора образцов. Следовательно, мы можем предположить, что вариации полученных изотопных характеристик не связаны с широтным распределением рассмотренных образцов.

По составу реликтовые силикатные фазы большей части изученных образцов отвечают минералам из ассоциации, характерной для типичных шпинелевых гарцбургитов САХ (Силантьев и др., 2023). Геохимических и минералогических трендов, отражающих влияние процессов карбонатизации и серпентинизации, на ассоциации первичных минералов в изученных образцах выявлено не было (Силантьев и др., 2023).

Установленные в изученных карбонатизированных серпентинитах вариации изотопного состава кислорода не обнаруживают закономерной корреляции с поведением других изотопных систем, что может свидетельствовать об участии в процессе карбонатизации океанической воды и ее дериватов.

Оценки изотопного состава углерода близки к величинам $\delta^{13}\text{C}$ ранее изученных карбонатов серпентинизированных перидотитов (Дубинина и др., 2020, 2007; Fruh-Green et al., 2003) (рис. 5). На диаграмме изменения изотопного состава кислорода и углерода образцы первой группы (FR05-14, SeDR8-7-26, SeDR7-1-1) и второй группы (FR02-08, 4820-1) соответствуют данным из работы (Дубинина, 2013), характерным для карбонатов постройки карнизного типа массива Атлантис. В цитируемой работе был сделан вывод, что подобные карбонаты

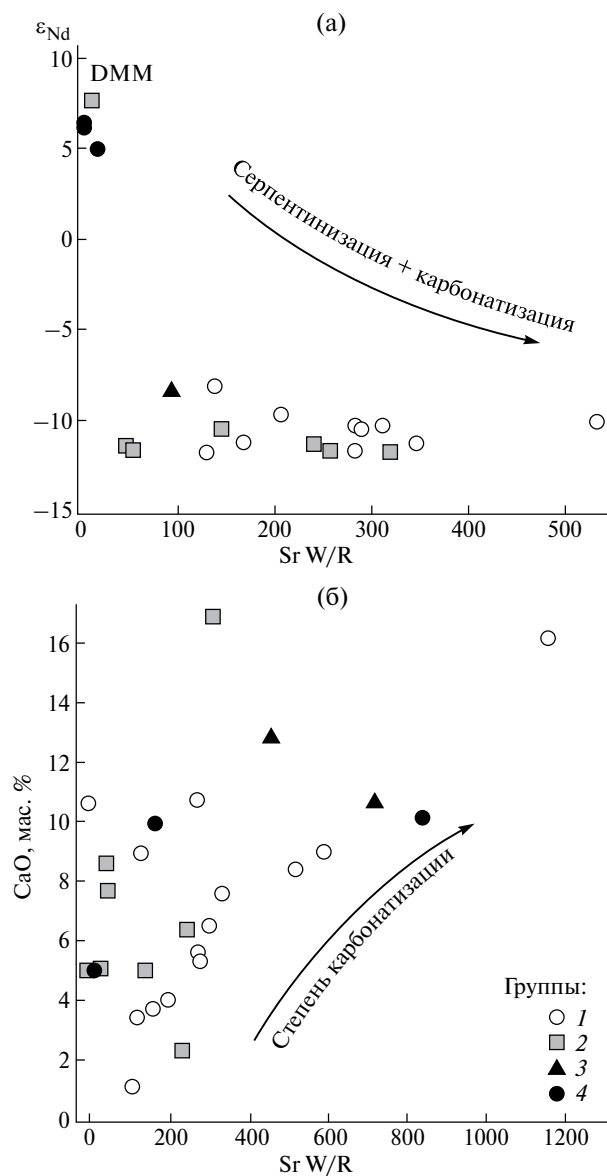


Рис. 3. Вариации изотопного состава неодима в изученных породах в зависимости от параметра вода/порода (а); вариации расчетных параметров вода/порода по изотопному составу стронция в зависимости от содержания CaO в породе (б). Маркером обозначены петрографические группы карбонатизированных серпентинитов: 1 – с жильной карбонатизацией, 2 – серпентиниты с проникающей карбонатизацией, 3 – с массивной карбонатизацией, 4 – с признаками карбонатизации практически не наблюдается.

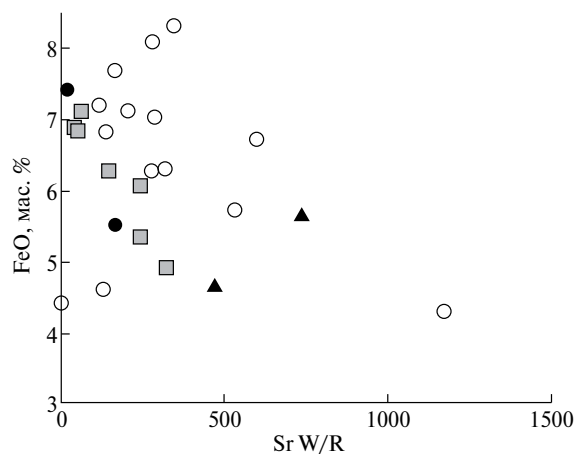


Рис. 4. Соотношения расчетных параметров вода/порода на основе изотопных характеристик стронция и концентрации FeO в карбонате. Условные обозначения см. рис. 3.

Таблица 3. Средний изотопный состав кислорода и углерода карбонатов в карбонатизированных серпентинитах САХ

№ п/п	Образец	$\delta^{13}\text{C}^1$, VPDB	$\delta^{13}\text{C}^1$, VPDB	$\delta^{13}\text{C}^2$, VPDB	$\delta^{18}\text{O}^1$, VSMOW	$\delta^{18}\text{O}^1$, VSMOW	$\delta^{18}\text{O}^2$, VSMOW
1	2ABP28-1	1.87		1.91	34.23		34.40
2	2ABP28-2	2.57		3.21	34.20		34.52
3	SeDR 7-1-1	-1.23		-0.82	33.73		34.20
4	SeDR 8-7-26	-1.56	-0.74	-0.66	34.51	34.04	34.27
5	FR02-08	-0.06	-0.06	-0.41	35.88	34.28	34.97
6	FR03-03	1.29	0.91	0.76	32.93	32.80	34.95
7	FR03-07	0.34	0.41	1.26	33.89	35.54	34.33
8	FR04-08	1.63		2.07	34.01		34.18
9	FR05-07	2.31		1.66	32.79		34.31
10	FR05-11	0.14	0.39	0.31	34.81	33.05	34.57
11	FR05-12	0.53	0.70	0.97	35.34	34.78	35.71
12	FR05-13	0.20	0.81	0.57	32.88	32.65	35.42
13	FR05-14	-0.34	-0.60	-0.49	34.54	34.55	34.63
14	FR06-02	1.82	0.95	0.61	36.83	34.73	34.56
15	FR06-11	0.18	0.07	0.29	33.96	32.65	33.92
16	FR07-12	1.00		1.14	34.75		34.60
17	FR07-13	1.09	1.82	1.12	34.14	36.14	34.35
18	FR09-02	0.85	0.18	1.02	34.16	33.17	34.25
19	FR09-07	1.84		0.89	36.11		33.22
20	4805-2	0.35		-0.02	31.87		30.63
21	4820-1	-0.48		-0.42	34.53		34.92
22	4820-2	1.37		2.06	34.18		34.56

Примечание. Верхними индексами обозначен материал исследования: 1 – единичные кристаллы, 2 – порошок.

образуются при взаимодействии с флюидом, поступающим не по системе субвертикальных разломов (основной путь поступления флюида), а просачивающимся вдоль тектонизированных и метасоматизированных тальксодержащих серпентинитов, слагающих пологую зону сдвиговых деформаций в верхней части массива. Вероятно, несмотря на однородный изотопный состав стронция в изученных образцах, полученные характеристики стабильных изотопов для описываемой группы образцов (рис. 5) могут говорить о присутствии флюида, близкого в изотопном отношении к флюидам, участвующим в формировании карбонатных построек поля

Лост Сити (САХ, 30° с.ш.). Подобные наблюдения позволяют предполагать участие в процессе карбонатизации абиссальных перидотитов в сегментах САХ, расположенных к северу и югу от разломной зоны «15°20'», так же как и в случае поля Лост Сити, флюида, испытавшего взаимодействие с серпентинитами и габброидами океанической коры. Вместе с тем имеющиеся данные свидетельствуют о том, что близость к активным гидротермальным полям районов отбора изученных образцов не оказывает существенного влияния на геохимические и минералогические особенности представленных ими пород (Силантьев и др., 2023).

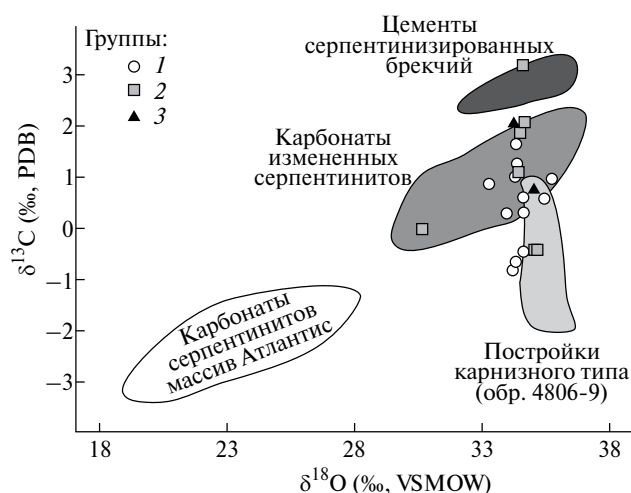


Рис. 5. Изменения изотопного состава кислорода и углерода в изученных породах.

Группы карбонатизированных серпентинитов: 1 – с жильной карбонатизацией, 2 – серпентиниты с проникающей карбонатизацией, 3 – с массивной карбонатизацией. Поля составов по (Дубинина и др., 2020, 2007; Früh-Green et al., 2003).

Вариации изотопного состава углерода при незначительных вариациях изотопного состава кислорода могут также свидетельствовать об изменении типа карбонатного минерала: наиболее тяжелый изотопный состав углерода соответствует арагониту, а с облегчением изотопного состава – кальциту (Früh-Green et al., 2003; Bonatti et al., 1980). В изученных образцах карбонатов наблюдаются вариации изотопного состава углерода и концентрации стронция в породе (рис. 6а), что может быть связано с присутствием арагонита в

карбонатном материале. Вариациям изотопного состава кислорода $\delta^{18}\text{O}$ сопутствует широкий интервал концентрации стронция (рис. 6б), накопление которого может выступать индикатором времени взаимодействия карбоната с морской водой. На вариации изотопного состава кислорода и углерода влияет полиминеральный состав карбонатов, поэтому при оценке степени взаимодействия необходимо учитывать наличие арагонита в породе.

Различия, существующие в изотопном составе кислорода образцов FR07-12 и 4805-2, могут объясняться слегка повышенными температурами и различными скоростями осаждения карбонатного материала.

Как следует из данных, приведенных на рис. 7, изученные карбонаты характеризуются широкими вариациями по содержанию стронция в них, наблюдаемыми также внутри одного образца (Силантьев и др., 2023). Вариации содержания стронция, параметра вода/порода и изотопного состава углерода в карбонатах из изученной коллекции могут отражать степень преобразования карбонатной фазы на дне океана. Наиболее тяжелый изотопный состав углерода, соответствующий арагониту, наблюдается во всех трех группах перидотитов, выделенных ранее.

В условиях, соответствующих поверхности океанического дна, арагонит не устойчив и при долгом экспонировании замещается кальцитом, не содержащим Sr (например, Ludwig et al., 2006; Sulpis et al., 2022). Наблюдаемая картина на рис. 7 может отражать изменение состава карбонатной фазы с течением времени, соответствующее непрерывному переходу от метастабильного арагонита в кальцит. Присутствие кальцита на ранних стадиях взаимодействия вода/порода в некоторых образцах из

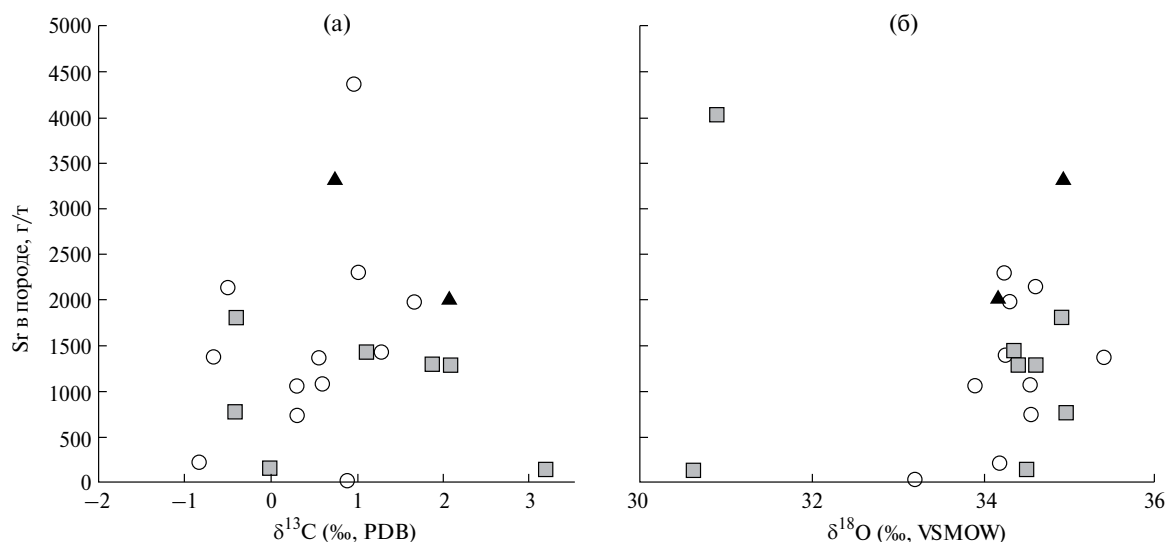


Рис. 6. Вариации изменения величин изотопного состава $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов и концентрации стронция в породе. Условные обозначения см. на рис. 5.

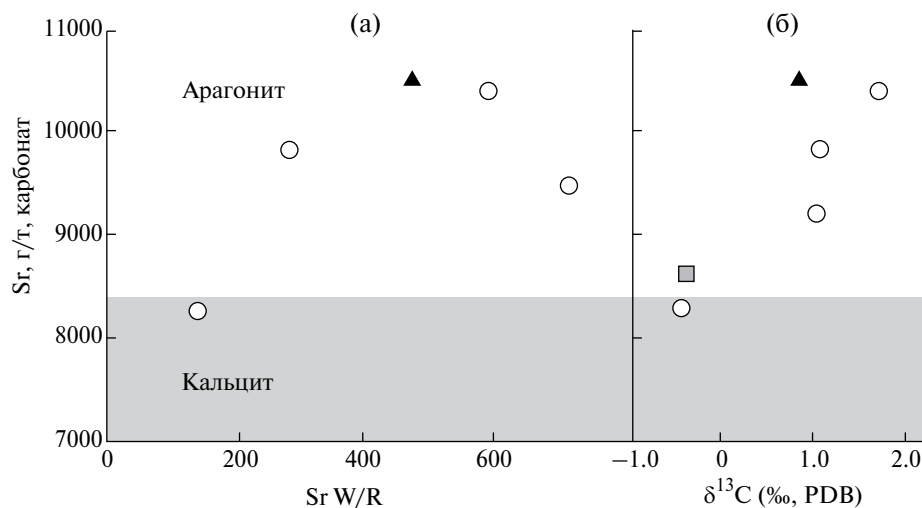


Рис. 7. (а) Расчетные параметры вода/порода по изотопному отношению стронция в зависимости от концентрации стронция в карбонате; (б) зависимость изотопного состава карбоната от концентрации стронция в карбонате. Граница кальцита и арагонита построена по (Carpenter, Lohmann, 1992).

изученной коллекции, возможно, свидетельствует о различных механизмах карбонатизации перидотитов и о различных начальных температурных условиях.

Индикаторами степени изменения ультраосновного субстрата могут также выступать концентрации хлора и урана, которые накапливаются в породах преимущественно на стадии серпентинизации абиссальных перидотитов (Силантьев и др., 2023). Наблюдаемая корреляция между рассчитанными

по изотопному отношению неодима параметром вода/порода и содержанием хлора (рис. 8) отражает последовательные изменения состава абиссальных перидотитов по мере их транспорта к поверхности.

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ КАРБОНАТИЗАЦИИ СЕРПЕНТИНИТОВ САХ

Параметр W/R может использоваться как косвенный указатель длительности экспонирования абиссальных перидотитов на морском дне. Приведенные данные позволяют предполагать, что петрографические особенности выделенных в (Силантьев и др., 2023) четырех групп карбонатизированных серпентинитов САХ отражают различия в условиях карбонатизации, согласуются с рассчитанными значениями W/R и демонстрируют последовательность этапов карбонатизации ультраосновного субстрата океанической коры в ходе его эксгумации к поверхности океанического дна. Опираясь на приведенные выше соображения, можно считать, что серпентиниты, лишенные явных признаков карбонатизации, лишь недавно были экспонированы на поверхности океанического дна, в то время как ультраосновные породы, подвергшиеся проникающей и массивной карбонатизации, характеризуются достаточно долгим временем экспонирования на поверхности дна. Опираясь на полученные данные, можно представить следующую картину поведения рассмотренных изотопных систем на различных стадиях карбонатизации абиссальных перидотитов.

Начальная фаза карбонатизации, ответственная за образование пород с прожилковой серпентинизацией, протекает одновременно с внутрикоревой

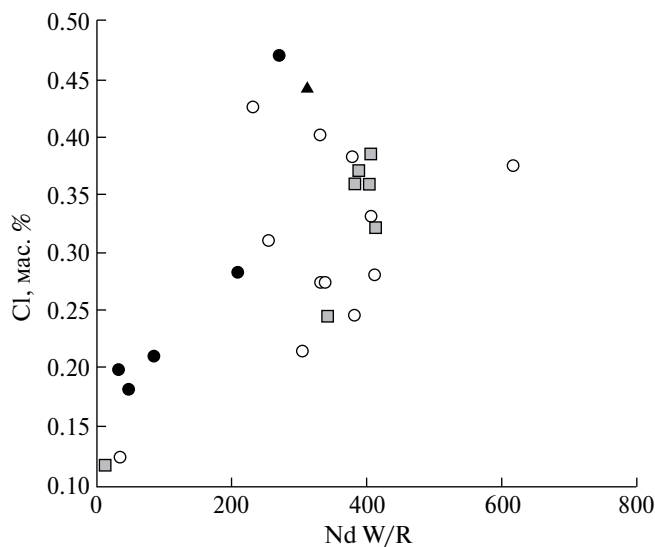


Рис. 8. Вариации содержания Cl в зависимости от расчетных параметров вода/порода по изотопному отношению неодима в карбонатах из карбонатизированных серпентинитов, отобранных в различных районах САХ. Условные обозначения см. на рис. 5.

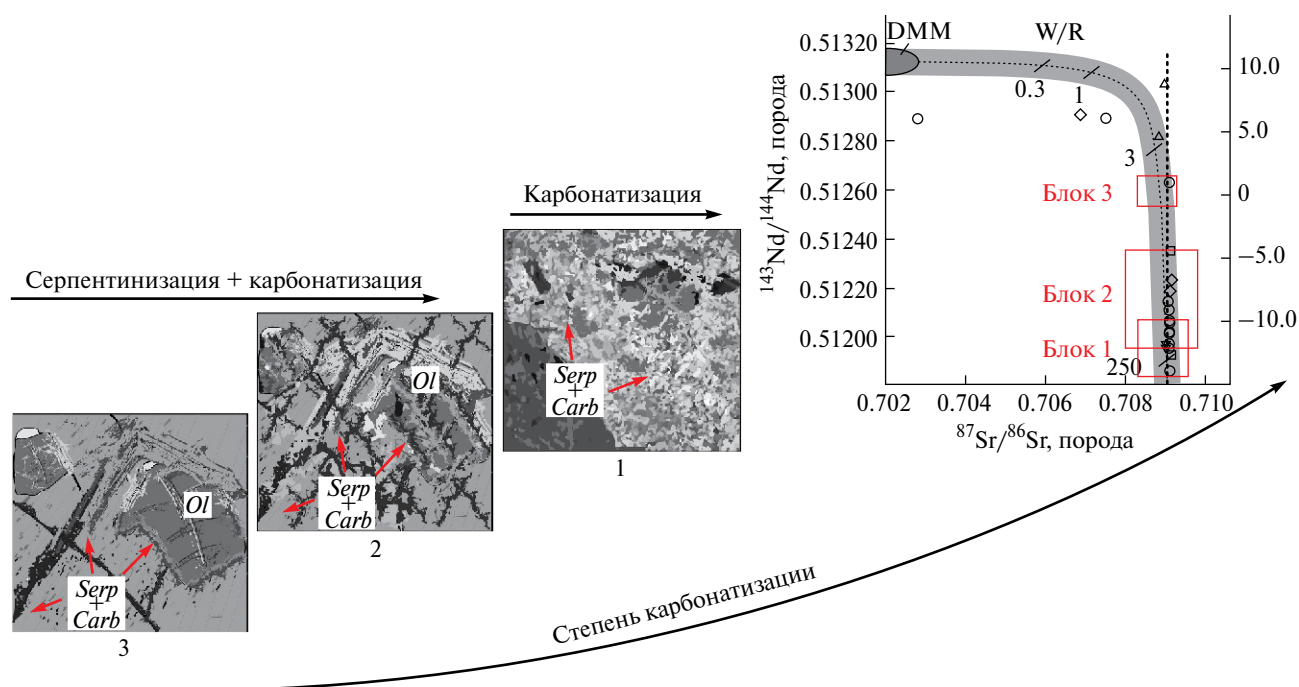


Рис. 9. Блок-схема из работы (Силантьев и др., 2023), иллюстрирующая последовательную карбонатизацию абиссальных перидотитов САХ по мере их транспорта к поверхности океанического дна. В схему включены полученные в настоящей работе расчетные данные параметра W/R, полученные на основе измеренного изотопного состава стронция и неодима. Показанные блоки, соответствуют следующим этапам преобразования абиссальных перидотитов: 3 – прожилковая карбонатизация; 2 – проникающая карбонатизация; 1 – массивная карбонатизация.

серпентинизацией ультраосновного субстрата внутри разреза океанической коры (рис. 9, блок 3). Отсутствие магнезита и доломита в этих породах говорит об удалении Mg^{2+} силикатами из системы, что приводит к низкому значению Mg/Ca и способствует осаждению кальцита (например, Hövelmann et al., 2011; Lumsden et al., 1995; Peuble et al., 2015). Начальная фаза характеризуется широким разбросом параметра вода/порода (W/R от 30×10^3 до 600×10^3) и изотопных характеристик стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7077–0.7092) и неодима $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.51195–0.51297). На этой стадии карбонатизации значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в карбонатах изменяются в пределах от -0.8 до $+1.0\text{‰}$ и от $+33.2$ до $+35.7\text{‰}$ соответственно. Следует отметить, что перидотиты, отнесенные к первой группе, характеризуются широкими вариациями изотопных характеристик. Это может быть обусловлено различием первичного минерального состава перидотитов, влияющим на степень и скорость процессов серпентинизации и карбонатизации (Lacinska et al., 2017). Возможно, что на вариации изотопного состава стронция и неодима в этих породах влияют также маломощные дайки габброидов, присутствующие в ультраосновном субстрате медленно-спрединговых срединно-океанических хребтов.

Вторая фаза карбонатизации протекает вслед за жильной карбонатизацией и проявляется чаще всего в образовании карбонатных ядер, заключенных

в змеевидную серпентинитовую сетку по оливину (рис. 9, блок 2). Зачастую карбонат в этих породах имеет более высокое содержание MgO , что может быть связано с увеличением соотношения Mg/Ca в результате инфильтрации большего объема морской воды. В породах, являющихся продуктами проникающей карбонатизации, параметр W/R характеризуется достаточно высокими значениями и в среднем соответствует 350×10^3 , а изотопные отношения стронция и неодима составляют: 0.7077–0.7092; 0.51208–0.5131 соответственно. На этой стадии карбонатизации значения $\delta^{13}C$ в карбонатах изменяются в пределах от -0.02 до $+3.2\text{‰}$, а $\delta^{18}O$ от $+34.3$ до $+35\text{‰}$.

Финальная, третья фаза карбонатизации (рис. 9, блок 1) отвечает практически нацело карбонатизированным породам (от 70 до 90%).

Массивная карбонатизация характеризуется очень высоким значением $W/R = 450 \times 10^3$, максимальными значениями величины изотопного отношения стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7091–0.7092) и минимальными неодима $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.51214–0.5131). Значения величин $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ на этой стадии карбонатизации в карбонатах изменяются в пределах от 0.8 до $+2.0\text{‰}$ и от $+34.2$ до $+35.0\text{‰}$ соответственно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ранее нами в рамках изучения карбонатизации серпентинитов Срединно-Атлантического хребта была предложена концептуальная модель реконструкции основных этапов приповерхностных изменений перидотитов различных сегментов САХ (Силантьев и др., 2023). Предпринятый в настоящем исследовании анализ данных о вариациях изотопного состава O, C, Sr, Nd в карбонатизированных серпентинитах САХ позволил получить дополнительную информацию и подтвердить предложенную ранее последовательность событий преобразования ультраосновных пород, включенных во внутренние океанические комплексы медленно-спрединговых срединно-океанических хребтов. Полученная оценка изотопных эффектов изученных изотопных систем может носить качественный характер определения длительности экспонирования серпентинитов на поверхности океанического дна и показывает, что процессы серпентинизации и карбонатизации изученных перидотитов протекают в едином векторе и практически одновременно.

Совокупность полученных данных позволяет авторам предположить, что наблюдаемые изотопно-геохимические характеристики варьируют в зависимости от длительности взаимодействия породы с морской водой. Соотношение вода/порода используется как главный репер длительности пребывания породы на морском дне. Распространенность арагонита в карбонатизированных серпентинитах может использоваться так же, как индикатор длительности экспонирования ультраосновного субстрата на океаническом дне.

Полученные оценки изотопного состава углерода и кислорода согласуются с существующими данными об изотопном составе карбонатов серпентинизированных перидотитов СОХ и показывают, что преобладающим фактором изменения изотопного состава углерода и кислорода в этих породах служит длительность их взаимодействия с морской водой и ее дериватами.

Выделенные по петрографическим признакам четыре группы карбонатизированных серпентинитов в целом согласуются с модельными параметрами вода/порода и отражают последовательность этапов карбонатизации ультраосновного субстрата океанической коры и длительности экспонирования карбонатизированных серпентинитов на морском дне. Представленные данные свидетельствуют о том, что в ультраосновных породах, слагающих внутренние океанические комплексы, записана картина последовательного преобразования ультраосновного субстрата океанической коры в ходе его эксгумации к поверхности океанического дна.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам журнала и глубоко

признательны главному редактору журнала «Петрология» В.В. Ярмолуку за внимание, уделенное нашей статье, и ценные замечания к ее содержанию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дубинина Е.О. Стабильные изотопы легких элементов в процессах контаминации и взаимодействия флюид–порода. Автореф.... докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2013.

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. № 6. С. 589–606. <https://doi.org/10.31857/S0869590320040032>

Дубинина Е.О., Крамчанинов А.Ю., Силантьев С.А., Бортников Н.С. Влияние скорости осаждения на изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{88}\text{Sr}$) карбонатов построек поля Лост Сити (Срединно-Атлантический хребет, 30° с.ш.) // Петрология. 2020. Т. 28. № 4. С. 413–430. <https://doi.org/10.31857/S0869590320040032>

Силантьев С.А. Вариации геохимических и изотопных характеристик реститовых перидотитов вдоль простирания Срединно-Атлантического хребта как отражение природы мантийных источников магматизма // Петрология. 2003. Т. 11. № 4. С. 339–362.

Силантьев С.А., Мироненко М.В., Новоселов А.А. Гидротермальные системы в перидотитовом субстрате медленно-спрединговых хребтов. Моделирование фазовых превращений и баланса вещества: Нисходящая ветвь // Петрология. 2009. Т. 17. № 2. С. 154–174.

Силантьев С.А., Бортников Н.С., Шатагин К.Н. и др. Перидотит-базальтовая ассоциация САХ на 19°42'–19°59' с. ш.: оценка условий петрогенезиса и баланса вещества при гидротермальном преобразовании океанической коры // Петрология. 2015. Т. 23. № 1. С. 3–25. <https://doi.org/10.7868/S0869590315010057>

Силантьев С.А., Кубракова И.В., Тютюник О.А. Характер распределения сидерофильных и халькофильных элементов в серпентинитах океанической литосферы как отражение магматической и внутрикоревой эволюции мантийного субстрата // Геохимия. 2016. № 12. С. 1055–1075. <https://doi.org/10.7868/S0016752516120128>

Силантьев С.А., Краснова Е.А., Бадюков Д.Д. и др. Карбонатизация серпентинитов Срединно-Атлантического хребта: 1. Геохимические тренды и минеральные ассоциации // Петрология. 2023. Т. 31.

№ 2. С. 153–181.

<https://doi.org/10.31857/S0869590323010090>

Alt J.C. Subseafloor processes in mid-ocean ridge hydrothermal systems // Eds. S.E. Humphris et al. *Seafloor Hydrothermal Systems, Physical, Chemical, and Biological Interactions*. Geophys. Monogr. AGU, Washington, D.C., 1995. V. 91. P. 85–114. doi.org/10.1029/GM091p0085

Alt J.C. Alteration of the upper oceanic crust: mineralogy, chemistry and processes // Eds. E.E. Davis, H. Elderfield. *Hydrogeology of the Oceanic Lithosphere*, Cambridge Univ. Press, United Kingdom, 2004. P. 495–533.

Alt J.C., Bach W. Oxygen isotope composition of a section of lower oceanic crust, ODP Hole 735B // *Geochim. Geophys. Geosyst.* 2006. V. 7. № 12. G12008. <https://doi.org/10.1029/2006GC001385>.

Alt J.C., Shanks W.C. Serpentinization of abyssal peridotites from the MARK area, Mid-Atlantic Ridge: Sulfur geochemistry and reaction modeling // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2003. V. 67. № 4. P. 641–653. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)01142-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)01142-0)

Alt J.C., Teagle D.A.H. Hydrothermal alteration of upper oceanic crust formed at a fast-spreading ridge: mineral, chemical, and isotopic evidence from ODP Site 801 // *Chem. Geol.* 2003. V. 201. № 3–4. P. 191–211. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00201-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00201-8)

Andreani M., Luquot L., Gouze P. et al. Experimental study of carbon sequestration reactions controlled by the percolation of CO₂-rich brine through peridotites // *Environ. Sci. Technol.* 2009. V. 43. № 4. P. 1226–1231. <https://doi.org/10.1021/es8018429>

Arai S., Ishimaru S., Mizukami T. Methane and propane micro-inclusions in olivine in titanoclinohumite-bearing dunites from the Sanbagawa high-*P* metamorphic belt, Japan: Hydrocarbon activity in a subduction zone and Ti mobility // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 353–354. P. 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.07.043>

Bach W., Alt J.C., Niu Y. et al. The geochemical consequences of late-stage low-grade alteration of lower ocean crust at the SW Indian Ridge: Results from ODP Hole 735B (Leg 176) // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2001. V. 65. № 19. P. 3267–3287. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00677-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00677-9)

Beinlich A., John T., Vrijmoed J.C. et al. Instantaneous rock transformations in the deep crust driven by reactive fluid flow // *Nat. Geosci.* 2020. V. 13. № 4. P. 307–311. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0554-9>

Bickle M.J., Teagle D.A.H. Strontium alteration in the Troodos ophiolite: implications for fluid fluxes and geochemical transport in mid-ocean ridge hydrothermal systems // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 113. № 1–2. P. 219–237. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90221-G](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90221-G)

Bonatti E., Lawrence J.R., Hamlyn P.R., Breger D. Aragonite from deep sea ultramafic rocks // *Geochim.*

Cosmochim. Acta. 1980. V. 44. № 8. P. 1207–1214. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90074-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90074-5)

Cannat M., Fontaine F., Escartín J. Serpentinization and associated hydrogen and methane fluxes at slow-spreading ridges // *Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges*. 2010. V. 188. P. 241–264. <https://doi.org/10.1029/2008GM000760>

Carpenter S.J., Lohmann K.C. Sr/Mg ratios of modern marine calcite: Empirical indicators of ocean chemistry and precipitation rate // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1992. V. 56. P. 1837–1849. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90314-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90314-9)

Charlou J.L., Donval J.P., Fouquet Y. et al. Geochemistry of high H₂ and CH₄ vent fluids issuing from ultramafic rocks at the Rainbow hydrothermal field (36°14'N, MAR) // *Chem. Geol.* 2002. V. 191. № 4. P. 345–359. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00134-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00134-1)

Delacour A., Fruh-Green G.I., Bernasconi S.M., Kelley D.S. Carbon geochemistry of serpentinites in the Lost City Hydrothermal System (30°N, MAR) // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2008. V. 72. № . P. 3681–3702. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.04.039>

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. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.04.039>

Escartín J., Smith D. K., Cann J. R. et al. Central role of detachment faults in accretion of slow-spreading oceanic lithosphere // *Nature*. 2008. V. 455. P. 790–794. <https://doi.org/10.1038/nature07333>

Frost R.B., Beard J.S. On silica activity and serpentinization // *J. Petrol.* 2007. V. 48. № 7. P. 1351–1368. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm021>

Früh-Green G.L., Connolly J.A.D., Plas A. et al. Serpentinization of oceanic peridotites: Implications for geochemical cycles and biological activity // *The Subseafloor Biosphere at Mid-Ocean Ridges*. 2004. P. 119–136. <https://doi.org/10.1029/144GM08>

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. № 5632. P. 495–498. <https://doi.org/10.1126/science.1085582>

Gao Y., Hoefs J., Przybilla R., Snow J.E. A complete oxygen isotope profile through the lower oceanic crust, ODP Hole 735B // *Chem. Geol.* 2006. V. 233. № 3–4. P. 217–234. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.03.005>

Gillis K.M., Coogan L.A., Pedersen R. Strontium isotope constraints on fluid flow in the upper oceanic crust at the East Pacific Rise // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 232. № 1–2. P. 83–94. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.01.008>

Halls C., Zhao R. Listvenite and related rocks: Perspectives on terminology and mineralogy with reference to an occurrence at Cregganbaun, Co. Mayo, Republic

- of Ireland // *Mineral. Deposita*. 1995. V. 30. P. 303–313. <https://doi.org/10.1007/BF00196366>
- Hart R. Chemical exchange between seawater and deep ocean basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1970. V. 9. № 3. P. 269–279. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(70\)90037-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(70)90037-3)
- Hart S.R., Blusztajn J.S., Dick H.J.B. et al. The fingerprint of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbros // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. № 23–24. P. 4059–4080. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00309-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00309-9)
- Hess J., Bender M., Schilling J.G. Assessing seawater/basalt exchange of strontium isotopes in hydrothermal processes on the flanks of mid-ocean ridges // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 103. № 1–3. P. 133–142. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90155-B](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90155-B)
- Hövelmann J., Austrheim H., Beinlich A., Anne Munz I. Experimental study of the carbonation of partially serpentinized and weathered peridotites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2011. V. 75. № 22. P. 6760–6779. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.08.032>
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. № 1. P. 139–155. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90125-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90125-9)
- Kempton P.D., Fitton J.G., Hawkesworth C.J., Ormerod D.S. Isotopic and trace element constraints on the composition and evolution of the lithosphere beneath the southwestern United States // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 1991. V. 96. № B8. P. 13713–13735. <https://doi.org/10.1029/91JB00373>
- Kelemen P.B., Matter J. In situ carbonation of peridotite for CO₂ storage // *PNAS*. 2008. V. 105. № 45. P. 17295–17300. <https://doi.org/10.1073/pnas.0805794105>
- Kellermeier M., Glaab F., Klein R. et al. The effect of silica on polymorphic precipitation of calcium carbonate: an on-line energy-dispersive X-ray diffraction (EDXRD) study // *Nanoscale*. 2013. V. 5. № 15. P. 7054–7065. <https://doi.org/10.1039/c3nr00301a>
- Kelley D.S., Früh-Green G.L. Volatile lines of descent in submarine plutonic environments: Insights from stable isotope and fluid inclusion analyses // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2001. V. 65. № 19. P. 3325–3346. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00667-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00667-6)
- 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. № 5714. P. 1428–1434. <https://doi.org/10.1126/science.1102556>
- 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. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00169-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00169-5)
- Lacinska A.M., Styles M.T., Bateman K. et al. An experimental study of the carbonation of serpentinite and partially serpentinized peridotites // *Front. Earth Sci.* 2017. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00037>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.06.006>
- Lister C.R.B. On the thermal balance of a mid-ocean ridge // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1972. V. 26. № 5. P. 515–535. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1972.tb05766.x>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.04.016>
- Lumsden D.N., Morrison J.W., Lloyd R.V. The role of iron and Mg/Ca ratio in dolomite synthesis at 192°C // *J. Geol.* 1995. V. 103. № 1. P. 51–61. <https://doi.org/10.1086/629721>
- Malvoisin B. Mass transfer in the oceanic lithosphere: Serpentinization is not isochemical // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 430. P. 75–85. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.043>
- McCormom T.M., Bach W. Thermodynamic constraints on hydrogen generation during serpentinization of ultramafic rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. V. 73. № 3. P. 856–875. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.10.032>
- McCormom T.M., Seewald J.S. Carbon isotope composition of organic compounds produced by abiotic synthesis under hydrothermal conditions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 243. № 1–2. P. 74–84. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.027>
- McCrea J.M. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale // *J. Chem. Phys.* 1950. V. 18. № 6. P. 849–857. <https://doi.org/10.1063/1.1747785>
- Michard A., Albarède F., Minster J.F., Charlou J.-L. Rare-earth elements and uranium in high temperature solutions from the East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N) // *Nature*. 1983. V. 303. P. 795–797. <https://doi.org/10.1038/303795a0>
- Milliken K.L., Morgan J.K. Chemical evidence for near seafloor precipitation of calcite in serpentinites (Site 897) and serpentinite breccias (Site 899), Iberia Abyssal Plane // Eds. R.B. Whitmarsh, D.S. Sawyer, A. Klaus, D.G. Masson. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1996. V. 149. P. 553–558.
- Palandri J.L., Reed M.H. Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: Serpentinization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitation // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2004. V. 68. № 5. P. 1115–1133. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.08.006>
- Peuble S., Andreani M., Godard M. et al. Carbonate mineralization in percolated olivine aggregates: Linking

effects of crystallographic orientation and fluid flow // *Amer. Mineral.* 2015. V. 100. № 2–3. P. 474–482. <https://doi.org/10.2138/am-2015-4913>

Picazo S., Malvoisin B., Baumgartner L., Bouvier A.S. Low temperature serpentinite replacement by carbonates during seawater influx in the Newfoundland Margin // *Minerals*. 2020. V. 10. № 2. P. 184. <https://doi.org/10.3390/min10020184>

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. <https://doi.org/10.1126/science.1151194>

Schwarzenbach E.M., Früh-Green G.L., Bernasconi S.M. et al. Serpentinization and carbon sequestration: A study of two ancient peridotite-hosted hydrothermal systems // *Chem. Geol.* 2013. V. 351. P. 115–133. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.016>

Shanks W.C., Böhlke J.K., Seal R.R. Stable isotopes in mid-ocean ridge hydrothermal systems: Interactions between fluids, minerals, and organisms // *Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions*. 1995. V. 70. P. 194–221. doi: 10.1515/9781501508745-011

Snow J.E., Dick H.J.B. Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. № 20. P. 4219–4235. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00239-V](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00239-V)

Stakes D., Mével C., Cannat M., Chaput T. Metamorphic stratigraphy of Hole 735B // *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*. 1991. V. 118. P. 153–180.

Sulpis O., Agrawal P., Wolthers M. et al. Aragonite dissolution protects calcite at the seafloor // *Nature Communicat.* 2022. V. 13. P. 1104. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-28711-z>

Ternieten L., Früh-Green G.L., Bernasconi S.M. Carbonate mineralogy in mantle peridotites of the Atlantis Massif (IODP Expedition 357) // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2021. V. 126. e2021JB021885 <https://doi.org/10.3929/ethz-b-000522609>

Torres M.E., Mix A.C., Rugh W.D. Precise $\delta^{13}\text{C}$ analysis of dissolved inorganic carbon in natural waters using automated headspace sampling and continuous-flow mass spectrometry // *Limnol. Oceanogr. Methods*. 2005. V. 3. № 8. P. 349–360. <https://doi.org/10.4319/lom.2005.3.349>

Ulrich M., Muñoz M., Guillot S. et al. Dissolution-precipitation processes governing the carbonation and silicification of the serpentinite sole of the New Caledonia ophiolite // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2014. V. 167. № 1 P. 1–19. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0952-8>

Wheat C.G., Mottl M.J. Geochemical fluxes through mid-ocean ridge flanks // *Hydrogeology of the Oceanic Lithosphere*. 2004. P. 627–658.

Yang T., Jiang S.Y. A new method to determine carbon isotopic composition of dissolved inorganic carbon in seawater and pore waters by CO_2 -water equilibrium // *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 2012. V. 26. P. 805–810. <https://doi.org/10.1002/rcm.6164>

Carbonatization of Serpentinites of the Mid-Atlantic Ridge: 2. Evolution of chemical and isotopic ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, Rb, Sr, Sm, Nd) compositions during exhumation of abyssal peridotites

E. A. Krasnova^{1, 2}, S. A. Silantyev¹, V. V. Shabykova¹, A. S. Gryaznova¹

¹*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia*

²*Moscow Lomonosov State University, Geosciences Department, Moscow, Russia*

The alteration of oceanic lithosphere by fluids is the primary driver of water-rock reactions with ultramafic and mafic rocks that transform CO_2 into carbonates. Carbonation of peridotites involve the generation of carbonate veins and large-scale carbonatization of serpentinized peridotites exposed on the ocean floor at slow-spreading and ultraslow-spreading ridges and in ophiolites on continents. We report geochemical and isotope data ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, Rb, Sr, Sm, Nd) on ultramafic rocks that provide insights into the isotopic trends and fluid evolution of peridotite carbonation and help to understand heterogeneities in alteration and carbonization within peridotite-dominated serpentinization system. The main goal of this work is to reconstruct the hydration history and to understand conditions, isotope and chemical changes during carbonatization and serpentinization of mantle peridotites. Our studies show a comparative analysis of petrological, geochemical, isotope data (strontium, neodymium, oxygen and carbon) and degree of fluid–rock interaction during uplift and emplacement of carbonated serpentinites and present a reconstruction of the long-term fluid interaction of abyssal peridotites from the Mid-Atlantic Ocean Ridge.

Keywords: Mid-Atlantic Ocean Ridge, abyssal peridotites, serpentinization, carbonatization, oceanic lithosphere, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, Rb, Sr, Sm, Nd, water/rock (W/R)

УДК 552.33(470.21)

ПЕТРОГЕНЕЗИС И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПОРОД ЩЕЛОЧНОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МАССИВА БУРПАЛА, СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ

© 2025 г. А. Г. Дорошкевич^{1, 2, 3, *}, В. М. Саватенков⁴, А. В. Малютина^{1, 2},
И. А. Избродин^{1, 2}, И. Р. Прокопьев^{1, 2}, А. Е. Старикова^{1, 2}, Т. А. Радомская⁵

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³Геологический институт им Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

⁴Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

⁵Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

*e-mail: doroshkevich@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 21.04.2024 г.

После доработки 12.07.2024 г.

Принята к публикации 17.08.2024 г.

Представлены результаты петролого-геохимического исследования пород щелочного массива Бурпала, сложенного кварцевыми сиенитами, щелочными безнефелиновыми и нефелиновыми сиенитами, в том числе рудоносными, входящего в состав позднепалеозойской Северо-Байкальской щелочной провинции. Изученные породы по химическому составу относятся к фойд-монцосиенитам, фойд-сиенитам и сиенитам, варьируют от агпаитовых до миаскитовых разностей. Близкие Sr-Nd изотопные характеристики и конфигурация геохимических спектров подтверждают сингенетичность магм, из которых кристаллизовались нефелиновые, щелочные и кварцевые сиениты. Отрицательная Eu-аномалия в спектрах РЗЭ и достаточно низкая магнезиальность пород свидетельствуют в пользу длительного процесса кристаллизации пород из расплава щелочно-базитового состава. Sr-Nd-Pb изотопные и геохимические характеристики пород массива Бурпала отражают преобладание вещества метасоматизированной литосферной мантии в источнике. Формирование пород массива, согласно особенностям редкоэлементного состава и изотопным данным, было осложнено ассимиляцией верхнекорового материала, что явилось наиболее вероятным фактором, определившим генетическую связь нефелиновых и кварцевых сиенитов в составе массива.

Ключевые слова: петрогенезис, кварцевые, щелочные и нефелиновые сиениты, источник вещества, массив Бурпала, Северное Прибайкалье

DOI: 10.31857/S0869590325010035 **EDN:** VDWYRY

ВВЕДЕНИЕ

Щелочные магматические комплексы обычно встречаются в складчатых и внутриплитных областях и предоставляют важную информацию о посторогенных или внутриплитных процессах растяжения в пределах континентальной литосферы и эволюции последней. Кроме того, щелочные породы, как правило, характеризуются обогащением крупноионными литофильными, высокозарядными и редкоземельными элементами, образуя месторождения и рудопроявления. В связи с высокой научной и практической значимостью щелочных комплексов проводятся многочисленные исследования, посвященные их петрогенезису

и рудоносности. Известно, что генерация щелочных магм происходит при частичном плавлении метасоматизированной литосферной мантии, а нефелиновые и щелочные сиениты в щелочных комплексах формируются в результате длительного процесса фракционной кристаллизации щелочно-базитовых или нефелинитовых расплавов (например, Kramm, Kogarko, 1994; Arzamastsev et al., 2001; Riishuus et al., 2008; Marks et al., 2011; Когарко, 2019). Характерной чертой, общей для многих щелочных магматических комплексов мира и малоизученной, является тесная пространственная ассоциация кремний-недосыщенных и кремний-пересыщенных щелочных пород. Во многих

случаях петролого-геохимические исследования указывают на их общий источник и когенетическое происхождение (например, Foland et al., 1993; Riishuus et al., 2008; Estrade et al., 2014), несмотря на то, что образование когенетичных кварцевых и нефелиновых сиенитов является проблематичным из-за наличия термального барьера ($Ab-Or$) между ними в системе ($Ne-Kfs-Qz-H_2O$). Было предложено несколько возможных механизмов для объяснения этого, которые включают: (1) процесс, устраняющий термальный барьер с участием летучих; (2) увеличение давления воды в процессе кристаллизации; (3) открытая система (Kogarko, 1974; Pankhurst et al., 1976; Foland et al., 1993; Riishuus et al., 2008 и др.). В последнее время все большую поддержку получает модель процесса в открытой системе, где образование нефелиновых сиенитов может быть связано с ассимиляцией осадочных карбонатов либо кварцевых сиенитов – с контаминацией породами, насыщенными кремнеземом (например, Foland et al., 1993; Riishuus et al., 2008; Doroshkevich et al., 2012; Estrade et al., 2014; Izbrodin et al., 2020; Vorontsov et al., 2021).

Щелочной массив Бурпала, сложенный кварцевыми сиенитами, щелочными безнефелиновыми и нефелиновыми сиенитами, расположен в Северном Прибайкалье и, наряду с Сыннырским, Тасским и другими массивами, входит в состав позднепалеозойской Северо-Байкальской щелочной провинции. Их формирование синхронно с проявлением позднепалеозойского посторогенного щелочного, базитового и гранитоидного магматизма, инициированного плюмовой активностью, в пределах Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (Jahn et al., 2009; Litvinovsky et al., 2011; Цыганков и др., 2017, 2019; Doroshkevich et al., 2012; Izbrodin et al., 2020). Поскольку массив Бурпала является уникальным редкометальным щелочным объектом, в котором известно около 80 минеральных видов, в том числе новых и редчайших, то его минералогическому исследованию посвящено множество работ таких исследователей, как А.М. Портнов, А.Я. Жидков, Г.В. Андреев, Е.И. Семенов, А.П. Хомяков, А.А. Ганзеев, С. Мерлино, А.Р. Шахмурадян, И.А. Сотникова и другие. Петрологические аспекты становления массива освещены в работах (Владыкин и др., 2014; Vladykin, Sotnikova, 2017), согласно которым образование исходного расплава происходило из обогащенного мантийного источника ЕМII-типа, с последующей магматической дифференциацией первичного расплава, сопровождавшейся образованием всех разновидностей пород массива.

В настоящей работе представлены результаты петролого-геохимических, включая изотопные (Sr, Nd, Pb, O), исследований основных разновидностей пород массива Бурпала, обсуждаются характеристика источника вещества и механизм

возможности сосуществования нефелиновых и кварцевых сиенитов.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВА

Массив Бурпала, как отмечалось выше, входит в состав позднепалеозойской Северо-Байкальской щелочной провинции, находящейся в зоне сочленения Сибирского кратона и Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Тектоническая позиция массива определяется его положением на границе западного сегмента Байкало-Витимского пояса ЦАСП с краевой частью Сибирского кратона (рис. 1). Последняя представлена Маректинским

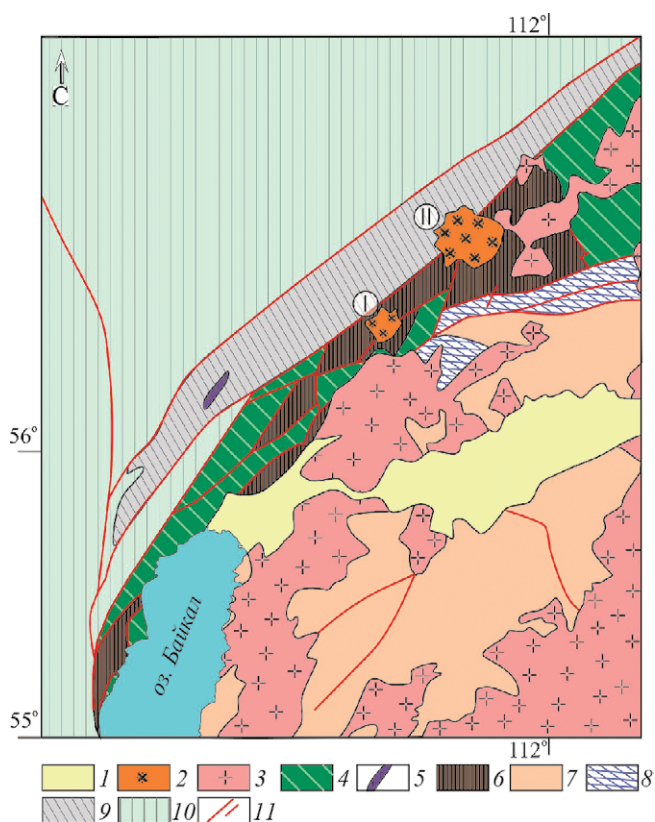


Рис. 1. Схема тектонического районирования Байкало-Витимского пояса (Андреев и др., 2022).

1 – четвертичные впадины Байкальской рифтовой системы; 2, 3 – магматические комплексы позднего палеозоя: 2 – щелочные (I – Бурпала, II – Сынныр), 3 – монзонит-граносиенит-гранитоидные; 4 – позднебайкальские структуры Байкало-Витимского пояса; 5 – ультрабазиты Йоко-Довыренского массива; 6 – раннебайкальские блоки метаморфических комплексов; 7 – Баргузино-Витимский супертеррейн (ЦАСП); 8 – раннебайкальский Анамакит-Муйский террейн; 9 – раннебайкальские структуры Байкало-Патомского пояса: Олоkitская рифтогенная зона; 10 – Маректинский и Байкало-Тонодский выступы фундамента Сибирского кратона; 11 – тектонические швы и границы.

выступом фундамента и неопротерозойскими рифтогенными структурами Олоkitской зоны. В западном сегменте Байкало-Витимского комплекса совмещены раннебайкальские глубокометаморфизованные вулканогенно-карбонатно-терригенные комплексы и позднебайкальские комплексы, включающие в себя гипербазитовый, мигматит-тоналит-метабазитовый, вулканогенно-осадочный и осадочный (породы холоднинской свиты терригенного комплекса) (Андреев и др., 2022).

Массив Бурпала прорывает терригенно-осадочные породы холоднинской свиты и занимает на поверхности площадь около 250 км² (рис. 2). Вмещающие породы на контакте с массивом превращены в кварц-биотит-кордиеритовые роговики и интенсивно метасоматизированы (альбит-нефелин-эгириновые метасоматиты). Мощность зоны фенитизации достигает 250–300 м (Пак и др., 1962; Портнов, Нечаева, 1967). Массив сложен кварцевыми сиенитами, щелочными безнефелиновыми и нефелиновыми сиенитами, пуласкитами. Дайки пегматитов, гранит-аплитов, щелочных гранитов и сиенитов прорывают как породы массива, так и вмещающие образования. Среди жильных образований также отмечены эвдиалит-содалитовые сиениты и апатит-флюоритовые породы, расположенные в центральной части массива (Сотникова и др., 2011; Владыкин и др., 2014). Редкометальные пегматиты и апатит-флюоритовые породы авторы

относили к крайним продуктам магматической дифференциации.

Кварцевые сиениты расположены в краевой части массива и образуют кайму шириной до 2 км. Щелочные безнефелиновые сиениты занимают 60–70% от общего объема породы массива. Между кварцевыми и щелочными сиенитами отмечаются постепенные взаимопереходы (Андреев, 1981). Нефелиновые сиениты и пуласкиты образуют линзовидные тела среди щелочных сиенитов, размером до 2 км². Контакты между щелочными безнефелиновыми и нефелиновыми сиенитами в различных частях массива различаются от расплывчатых до резких (Пак и др., 1962; Портнов, 1965). Г.В. Андреев (Андреев, 1981) утверждает, что фельдшпатовидные сиениты характеризуются только секущими контактами с сиенитами. Редкометальная минерализация массива связана с этапом формирования нефелиновых и щелочных сиенитов, в том числе, их пегматоидных разновидностей, а также с процессами фенитизации (в зонах экзоконтакта) и формированием эгирин-альбитовых метасоматитов с брито-литом, бурпалитом, лопаритом, катаплеитом и другими аксессуарными минералами (Пак и др., 1962; Портнов, 1965). Стоит отметить, что редкометальная минерализация в нефелиновых и щелочных сиенитах распределена неравномерно, некоторые участки, где редкометальные минералы образуют шлировые и линзовидные обособления, имеют

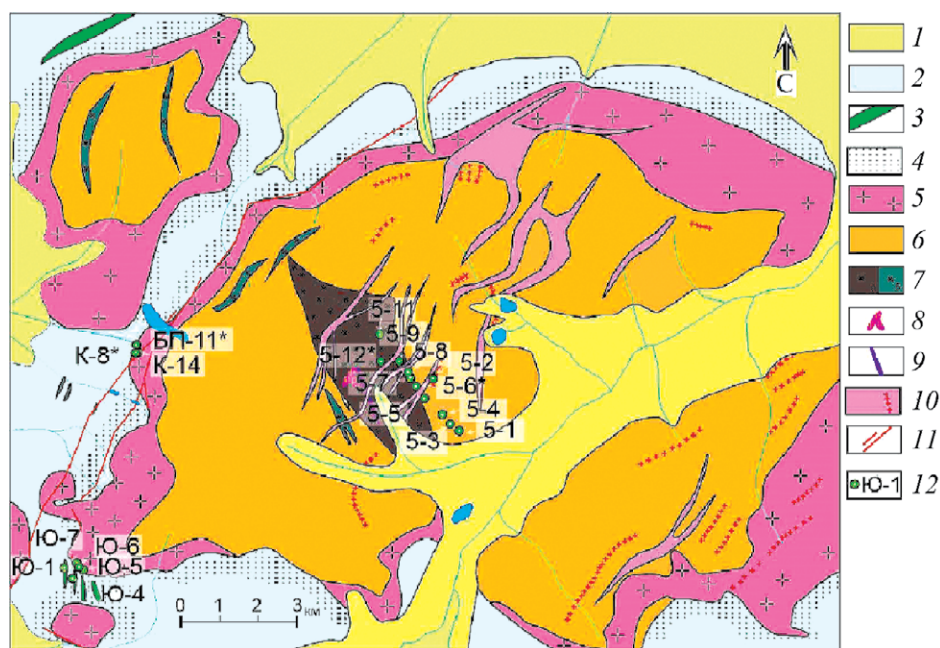


Рис. 2. Схема геологического строения массива Бурпала, по (Пак и др., 1962) с изменениями.

1 – четвертичные отложения; 2 – песчаники и алевриты холоднинской свиты; 3 – диориты, габбро-диориты, габбро; 4 – роговики, фениты; 5 – кварцевые сиениты; 6 – щелочные сиениты; 7 – нефелиновые сиениты и пуласкиты (а), жильные нефелиновые сиениты (б); 8 – пегматиты; 9 – апатит-флюоритовые породы; 10 – щелочные граниты и гранит-аплиты; 11 – разрывные нарушения; 12 – точки отбора проб, звездочкой указаны точки, в которых отобрано по несколько разновидностей (вне масштаба).

мощность до 1 м, реже 3–5 м, и протяженность первые десятки метров (Пак и др., 1962).

Н.В. Владыкин с соавторами (Владыкин и др., 2014) дали информацию о наличии в западном обрамлении массива (во вмещающих породах) даек шонкинитов. По их мнению, они имеют мощность 1–5 м и протяженность до 100 м, сложены КПШ, клинопироксеном, биотитом, гранатом и кальцитом и, вероятно, являются наиболее ранней фазой.

Тела долеритов и габбро-долеритов располагаются в южной части массива, в пределах осадочно-терригенных вмещающих пород, в виде даек и силлов. Породы интенсивно хлоритизированы и эпидотизированы. Согласно (Избродин и др., 2024), они являются разновозрастными (607 и 294 млн лет). Имеющиеся геохронологические данные по породам массива свидетельствуют об импульсном характере их становления. Так, U-Pb возраст щелочных сиенитов и рудоносных пегматитов Бурпалы равен 294 ± 1 и 283 ± 8 млн лет соответственно (Котов и др., 2013; Владыкин и др., 2014). Время кристаллизации меланократовых щелочных и нефелиновых сиенитов — 298 ± 2 и 296 ± 2 млн лет, кварцевых и кварцсодержащих сиенитов — 291 ± 2 и 293 ± 3 млн лет, щелочных гранитов — 293 ± 3 млн лет (Избродин и др., 2024).

Согласно (Владыкин и др., 2014), последовательность формирования основных разновидностей пород массива выглядит следующим образом: 1) дайки шонкинитов; 2) нефелиновые сиениты, пуласкиты, кварцевые сиениты; 3) жильная фаза, которая включает в себя нефелиновые и щелочные сиениты, редкометалльные пегматиты, апатит-флюоритовые породы и щелочные граниты. А.М. Портнов и Е.А. Нечаева (Портнов, Нечаева, 1967) к первой фазе относили образование массивных щелочных сиенитов, а ко второй — трахитоидных нефелиновых сиенитов, с последующим формированием жильных пород и различных метасоматитов. А.Я. Жидков (1956) связывал зональность массива с единым процессом магматической дифференциации, которая выражается в смене нефелиновых сиенитов кварцевыми разностями.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы, использованные для петрографических и петролого-геохимических исследований, были отобраны коллективом авторов в ходе полевых работ на массиве Бурпала в 2022 г. Петрографическое изучение пород проводилось на микроскопе Olympus BX51 с фотокамерой.

Содержания порообразующих оксидов в породах определены методом РФА на спектрометре ARL 9900XP (Termo Fisher Scientific). Точность определений с нижними границами содержания была равна 0.1–0.00n%. Содержания

микроэлементов в породах были определены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Пределы обнаружения элементов составляли от 0.005 до 0.1 мкг/г, точность анализа — в среднем 2–7 отн. %. Исследования выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск).

Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$) в силикатах и фосфатах определялся в Геологическом институте СО РАН (Улан-Удэ) на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием метода лазерного фторирования (Sharp, 1990). Образцы нагревались 100W CO₂ лазером в атмосфере BrF₅. В качестве эталонов использовались следующие международные стандарты: кварц NBS-28 (9.65‰; n = 8) и биотит NBS-30 (5.11‰; n = 12). По результатам этих данных и воспроизводимости повторяющихся измерений, погрешность значений $\delta^{18}\text{O}$ анализируемых минералов не превышала 0.2‰.

Sr-Nd-Pb изотопные исследования в породах и минералах (полевой шпат) проведены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург). Соотношения изотопов Sr и Nd в породах измерялись на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI (Finnigan MAT, Германия). Около 100 мг порошка породы растворяли в смеси HF-HClO₄-HNO₃ в микроволновой печи с добавлением ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd и ⁸⁵Rb-⁸⁴Sr перед растворением для точного определения соотношений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd и ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr в образцах. Sr изолировали с помощью смолы Sr-Resin (Eichrom Industries, Иллинойс, США), согласно (Mikova, Denkova, 2007). Rb отделяли с использованием катионообменной смолы BioRad AG1-X8. Для Nd изотопного анализа РЗЭ сначала отделяли от основных элементов и Ba катионным обменом с использованием смолы RE-Resin (Eichrom Industries, Иллинойс, США), а затем выделяли Nd и Sm в соответствии с (Misawa et al., 2000). Для выделения Nd и Sm использовали смолу Ln-Resin (Eichrom Industries, Иллинойс, США), согласно (Mikova, Denkova, 2007). Холостые образцы Rb и Sr составляли <50 pg и <100 pg соответственно, холостые образцы Sm и Nd составляли <50 pg и <100 pg соответственно и считались незначительными по сравнению с количеством проанализированного образца. Соотношения изотопов Sr и Nd определялись в режиме мультидинамического сбора. Изотопные отношения были нормированы к ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.1194 и ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 (O’Nions et al., 1977). Измеренные значения для NBS SRM-987 и JNdi-1 составили ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710275 ± 15 (2SD, n = 14) и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512098 ± 9 (2SD, n = 18) в период измерения. Измеренные соотношения стандарта BCR-2 (2SD, n = 6) были: ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr = 0.4062 ± 37 , ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.705036 ± 22 , ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1380 ± 6 , ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512642 ± 14 .

Для определения изотопного состава Pb использовали либо 100 мг дробленной породы, либо монофракции полевых шпатов (при возможности выделения из породы) с размером зерен 0.5–0.25 мм (подробности см. ниже в табл. 4). Дробленную фракцию пород выщелачивали в 2М HCl при 140°C в течение 2 ч, после этого отмывали в дистиллированной воде и затем истирали в пудру. Фракции полевых шпатов истирали в пудру и подвергали последовательному выщелачиванию сначала в концентрированной HNO₃, а затем в концентрированной HCl. Между и после кислотной обработки минеральные фракции выполаскивали в дистиллированной воде. Затем истертые фракции валовых проб и полевых шпатов растворяли в смеси HF-HClO₄-HNO₃ в микроволновой печи. ²³⁵U-²⁰⁷Pb-²⁰⁴Pb добавляли к образцам перед растворением для точного определения соотношения ²³⁸U/²⁰⁴Pb, а также изотопного состава Pb в образцах, согласно методике двойного изотопного разбавления (Мельников, 2005). Pb выделяли с использованием анионообменной смолы AG1-X8 с последующим выделением U с применением смолы UTEVA-Resin (Eichrom Industries, Иллинойс, США). Химическая процедура аналогична методике (Pfander et al., 2002). Общий уровень загрязнения для Pb и U составил <50 pg и <5 pg соответственно и является незначительным по сравнению с количеством Pb и U в проанализированных образцах. Изотопные данные были получены с использованием многоколлекторного масс-спектрометра Triton TI (Finnigan MAT, Германия). Измеренные соотношения стандарта BCR-2 составили ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18.7556 ± 0.0061, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.6235 ± 0.0057, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 38.728 ± 0.018, ²³⁸U/²⁰⁴Pb = 0.0766 ± 0.001. 4 (внешняя ошибка: 2SD, n = 6). Средние значения стандарта NBS SRM-982 равны ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 36.7404 ± 0.0024, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 17.1565 ± 0.0016, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 36.7280 ± 0.0048 (внешняя ошибка: 2SD, n = 88).

ПЕТРОГРАФИЯ

Нефелиновые сиениты, в том числе **рудоносные**, представляют собой массивные или трахитоидные мелко-среднезернистые породы, сложенные преимущественно калиевым полевым шпатом (30–40%), клинопироксеном (15–20%), нефелином (~15%) и/или содалитом (10–20%) (рис. 3а–3г). В качестве второстепенных минералов отмечаются биотит (~5%), щелочной амфибол (2–3%) и плагиоклаз (4–5%). Иногда встречается канкринит. Акцессорные минералы – титанит, апатит, лопарит, флюорит, ловенит, катаплеит, циркон, пироклор, вкрапленные и гнездообразные выделения магнетита. Удлиненные таблитчатые гипидиоморфные кристаллы калиевого полевого шпата ксеноморфны относительно пироксена и иногда вытянуты преимущественно в одном направлении, что

придает породе трахитоидную текстуру. Отмечается двойникование зерен и пертитовая штриховка. Зерна нефелина содержат включения клинопироксена. Слюда в породе встречается в виде таблитчатых чешуек, в качестве включений в минерале присутствуют мелкие зерна клинопироксена. Рудоносные нефелиновые сиениты отличаются тем, что количество акцессорных минералов в них может достигать 3% и более. Темно-коричневые изотропные кристаллы лопарита с квадратным и треугольным сечением (размером от 0.1 до 1 мм) и удлиненные кристаллы катаплеита ассоциируют с флюоритом, титанитом и цирконом. Довольно часто лопарит трансформируется в металопарит. Пироклор распределен неравномерно, встречается в виде единичных зерен, реже образует небольшие скопления. Размер зерен не превышает 0.2 мм.

В некоторых участках нефелиновые сиениты альбитизированы. Внешне альбитизированные разности отличаются наличием белого сахаровидного альбита. В шлифах появляются коррозионные структуры, обусловленные развитием альбита по ранним минералам. Кроме альбита, по нефелину развиваются минералы группы цеолита. Пироксен практически полностью замещен амфиболом.

Щелочные сиениты, в том числе **рудоносные**, представлены как меланократовыми, так и лейкократовыми разностями. Меланократовые щелочные сиениты – это мелко-среднезернистые массивные породы, сложенные преимущественно калиевым полевым шпатом (~60%), клинопироксеном (до 10%) щелочным амфиболом (~15%), плагиоклазом (~9%) и биотитом (~8%). Лейкократовые щелочные сиениты сложены калиевым полевым шпатом (~70%), плагиоклазом (10–15%), клинопироксеном (5–10%), щелочным амфиболом (~5%). Акцессорные минералы – титанит, циркон, апатит, алланит, флюорит, магнетит, ильменит, лопарит, пироклор, бритоцит ассоциируют с амфиболом и клинопироксеном. Участками редкометалльные минералы образуют скопления и линзовидные обособления, в этих случаях их количество достигает 5% от объема породы; как результат, щелочные сиениты становятся рудоносными. Удлиненно-призматические и таблитчатые кристаллы калиевого полевого шпата образуют взаимные прорастания с темноцветными минералами (рис. 3д–3е). По периферии зерна полевого шпата содержат ламели альбита. Зерна щелочного амфибола содержат большое количество включений клинопироксена, слюды, титанита и апатита, из-за чего имеют ситовидную микроструктуру. В гипидиоморфных удлиненно-призматических и таблитчатых кристаллах слюды встречаются мелкие включения циркона и титанита. Титанит иногда образует агрегатные скопления в породе и оторочки вокруг зерен магнетита.

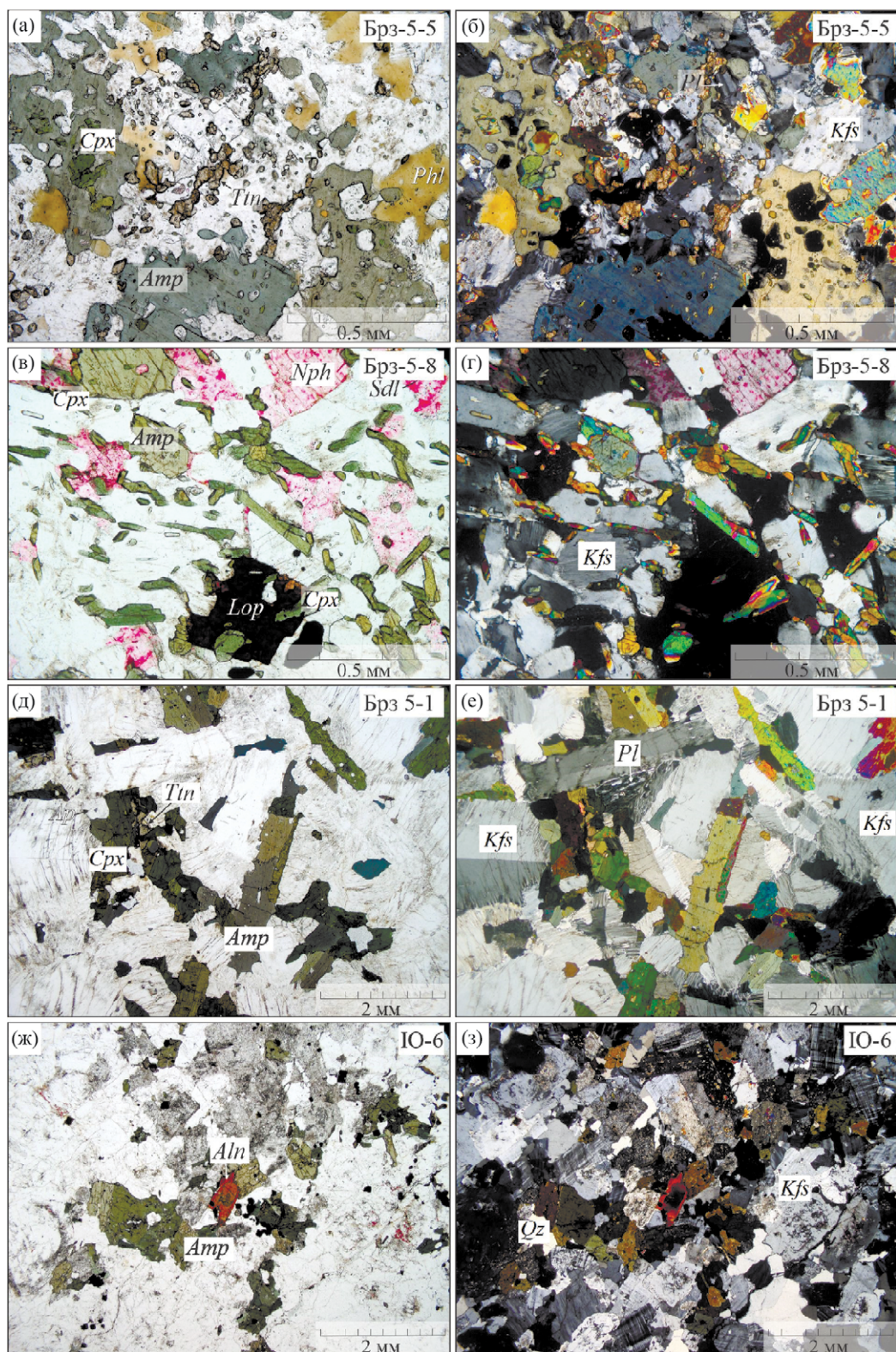


Рис. 3. Микрофотографии шлифов нефелиновых (а–г), щелочных (д–е) и кварцевых (ж–з) сиенитов массива Бурпала в проходящем свете (левая колонка) и скрещенных николях (правая колонка). *Aln* – алланит, *Amp* – амфибол, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Cpx* – клинопироксен, *Lop* – лопарит, *Nph* – нефелин, *Pl* – плагиоклаз, *Phl* – флогопит, *Sdl* – содалит, *Ttn* – титанит, *Qz* – кварц. Розовая окраска фельдшпатоидов вызвана их окрашиванием в растворе алюминона.

Альбитизированные разности щелочных сиенитов представляют собой мелкозернистые породы пепельно-серого цвета пятнисто-прожилкового облика, обусловленного неравномерным развитием агрегатов альбита. Количество минерала в пределах поля шлифа может варьировать от 5 до 80%, типична гранобластовая структура с реликтами первичных минералов.

Кварцевые сиениты — среднезернистые массивные породы, сложенные преимущественно калиевым полевым шпатом (~60%), плагиоклазом (~15%) и амфиболом (~15%) (рис. 3ж—3з). В качестве второстепенного минерала отмечается кварц (~5%). Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом, цирконом, алланитом, магнетитом. Таблитчатые гипидиоморфные кристаллы калиевого полевого шпата с микроклиновой решеткой ксеноморфны относительно амфибола и плагиоклаза, но более идиоморфны относительно кварца. В зернах калиевого полевого шпата отмечаются пертиты. Амфибол содержит включения титанита и магнетита. Титанит также обнаруживается в полевом шпате и образует оторочки вокруг магнетита.

Щелочные граниты — массивные тонкозернистые породы, сложенные преимущественно альбитом (до 35%), калиевым полевым шпатом (30—35%), кварцем (до 20%). Второстепенными и акцессорными являются щелочной амфибол, клинопироксен, мусковит, апатит, циркон, магнетит, флюорит, рутил, титанит, алланит. Как правило, породы значительно изменены, в этих случаях темнокрасные минералы хлоритизированы, полевые шпаты серицитизированы, по магнетиту развивается гематит.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Составы пород массива Бурпала представлены в табл. 1 и на рис. 4—6. На классификационной диаграмме SiO_2 vs $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ нефелиновые и нефелинсодержащие сиениты ложатся в область фойд-монцосиенитов и фойд-сиенитов, а щелочные и кварцевые — в область сиенитов (рис. 4а). Нефелиновые и нефелинсодержащие сиениты на диаграмме $\text{Al} - (\text{Na} + \text{K}) - \text{FSSI}$ (рис. 4б) относятся к кремний-недосыщенному типу пород и пересыщены щелочами, щелочные сиениты также пересыщены щелочами, но в основном относятся к кремний-насыщенным породам (в их нормативном составе всегда присутствует кварц). Кварцевые сиениты ложатся в область кремний-насыщенных метаглиноземистых и плюмазитовых пород (рис. 4б).

В нефелиновых и нефелинсодержащих сиенитах апаитность варьирует от 1 до 1.4, в щелочных сиенитах — от 0.9 до 1.1, а кварцевых — от 0.7 до

0.9. Значения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в нефелиновых и щелочных сиенитах варьируют от 0.7 до 1.3 и от 0.3 до 1.2 соответственно (рис. 5); редко достигая 2.0 и зависят от соотношения главных породообразующих минералов. В кварцевых сиенитах $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.1 - 1.2$ (рис. 5). На диаграммах зависимостей основных компонентов от SiO_2 не проявлено четко выраженной корреляции (рис. 5). Граниты характеризуются схожими с кварцевыми сиенитами концентрациями $(\text{Na} + \text{K})$, Zr, Nb, PЗЭ и более низкими Ti, Fe, Mg и Ca. Область вариации основных компонентов, за исключением SiO_2 , для нефелиновых сиенитов в основном пересекается с таковой для группы щелочных сиенитов, отличаясь более варьирующими их содержаниями. При этом большинство нефелиновых сиенитов, главным образом рудоносные, так же как и рудоносные щелочные сиениты, характеризуется более высокими Zr, Nb, PЗЭ по сравнению с другими группами пород. В альбитизированных щелочных и нефелиновых сиенитах понижаются концентрации Ti, Fe, PЗЭ, Nb и повышается Al относительно их неизменных разностей.

На графиках конфигурации PЗЭ, нормированных к хондриту, для всех разновидностей пород характерно обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых (рис. 6) со значениями $(\text{La}/\text{Yb})_N$, варьирующими от 14 до 130. Eu-аномалия (Eu/Eu^*) в щелочных и нефелиновых сиенитах находится в интервале 0.6—0.75. Кварцевые сиениты и граниты демонстрируют более выраженную отрицательную Eu-аномалию (около 0.6). В целом содержание PЗЭ в щелочных и кварцевых сиенитах ниже, чем в нефелиновых сиенитах. Как уже отмечалось выше, в разной степени альбитизированных разностях щелочных и нефелиновых сиенитов концентрации PЗЭ понижаются. Спектры содержаний PЗЭ в гранитах схожи с таковыми в щелочных и кварцевых сиенитах. Графики содержаний редких элементов, нормированные к примитивной мантии, во всех разновидностях пород массива демонстрируют обогащение крупноионными литофильными элементами и PЗЭ по отношению к Nb, Ta и Ti, также отмечается положительная Pb-аномалия относительно соседних элементов. Нефелиновые сиениты (в основном рудоносные) более обогащены Zr-Hf и Nb-Ta по сравнению со щелочными и кварцевыми сиенитами. Хотя в рудоносных щелочных сиенитах (обр. БП-11б) концентрация этих элементов сравнима с таковой в нефелиновых разностях. Конфигурация спектров содержаний редких элементов в гранитах схожа с таковой для других пород массива.

ИЗОТОПНЫЙ Sr-Nd-Pb И $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ СОСТАВ

Данные по $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ в минералах основных разновидностей пород массива приведены в табл. 2 и

Таблица 1. Химический состав основных разновидностей пород массива Бурпала

Компоненты	Нефелиновые сиениты										
	Брз 5-7	Брз 5-12	Брз 5-5	Брз 5-8	Брз 5-66*	Брз 5-6в*	Брз 5-6г*	Брз 5-6д*	Брз 5-9*	Брз 5-12а**	Брз 5-12б**
SiO ₂	54.16	56.72	55.11	55.99	58.10	57.63	57.42	58.30	56.27	56.43	57.19
TiO ₂	1.44	1.14	0.75	0.92	1.37	0.77	1.12	2.24	1.41	0.35	0.27
Al ₂ O ₃	15.39	15.00	12.84	15.44	12.77	14.71	15.70	11.77	14.14	17.92	17.19
Fe ₂ O ₃	8.52	7.73	6.58	8.42	11.69	7.90	7.71	10.30	6.78	6.25	6.49
MnO	0.16	0.17	0.32	0.16	0.22	0.19	0.18	0.28	0.31	0.06	0.07
MgO	1.52	1.43	5.62	0.94	0.23	0.28	0.31	0.11	0.16	0.58	0.35
CaO	4.74	3.38	5.20	3.13	1.50	2.71	1.87	1.28	4.89	2.08	1.48
Na ₂ O	7.05	7.11	5.37	7.22	7.20	5.43	5.77	6.53	4.04	6.59	6.35
K ₂ O	4.65	6.22	4.98	6.47	5.31	7.05	6.79	5.47	8.17	7.27	6.94
P ₂ O ₅	0.40	0.03	0.57	0.03	bdl	0.24	0.05	bdl	0.09	0.11	0.01
П.п.п.	0.40	0.70	1.22	1.07	0.27	0.38	2.23	0.25	0.58	0.98	1.84
SO ₃	0.31	0.13	0.16	0.18	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.20	0.37
Сумма	98.73	99.78	98.71	99.95	98.65	97.29	99.14	96.53	96.82	98.82	98.55
Ti	8264	6683	4396	5074	7600	4233	5944	11130	2881	3415	1573
V	95.4	83.3	80.9	86.2	28.6	66.9	65.4	43.5	6.0	60.1	41.2
Cr	17.5	16.0	256.2	12.5	16.0	21.2	14.9	16.8	9.9	12.3	8.2
Mn	1247	1312	2506	1237	2257	1513	1788	2837	195	707	569
Co	12.2	8.4	22.6	5.7	4.0	6.1	6.4	4.3	1.5	5.1	6.1
Ni	10.3	6.8	313.7	4.4	39.0	40.8	75.5	12.2	10.4	4.2	10.6
Cu	8.3	56.7	9.7	41.7	52.5	47.4	92.3	106.5	42.0	17.3	16.6
Zn	157.2	172.9	334.0	125.8	472.2	218.2	428.1	199.6	38.5	84.8	67.3
Rb	177.0	302.5	324.5	340.6	249.2	499.4	683.6	607.5	333.8	326.4	413.0
Sr	3121	1310	1556	1224	881	1663	1296	1778	225	1093	979
Y	52.6	103.4	113.6	70.3	131.9	112.0	106.1	283.7	232.0	18.1	10.2
Zr	581	2237	346	2413	7772	9708	3426	10806	4275	567	710
Nb	40.0	80.8	36.7	81.1	391.7	333.5	201.2	815.2	138.1	17.2	3.9
Mo	7.1	3.6	0.8	1.1	0.9	1.2	1.5	1.0	1.7	2.3	1.4
Cs	28.2	3.6	18.3	8.4	1.1	2.1	7.8	3.2	1.4	3.8	6.0
Ba	4522	1713	1937	803	303	1117	950	664	287	998	693
La	142	193	325	320	1337	841	571	2471	577	36	27
Ce	246	400	512	521	1963	1351	881	3350	850	85	46
Pr	33	43	46	46	166	123	83	278	84	10	4
Nd	122	141	141	123	392	341	226	650	229	37	14
Sm	21.2	23.0	22.9	14.9	34.3	43	29	70	36	6.0	1.9
Eu	4.8	5.2	5.2	3.1	6.2	8.1	5.7	13.5	7.9	1.3	0.4
Gd	16.9	19.8	20.3	13.5	25.7	31.5	21.5	56.5	33	4.7	1.7
Tb	2.2	2.9	3.0	1.9	2.9	3.4	2.7	6.0	5.2	0.6	0.2
Dy	10.8	16.8	17.1	11.8	15.6	16.4	13.6	27.2	32	2.9	1.1
Ho	1.9	3.4	3.5	2.6	3.7	2.9	2.5	5.0	7.1	0.6	0.2
Er	4.7	10.7	10.5	8.4	14.1	9.1	7.5	14.3	21	1.4	0.7
Tm	0.7	1.7	1.7	1.5	2.6	1.3	1.2	2.0	2.9	0.2	0.1
Yb	4.1	11.0	11.0	10.5	19.2	8.4	7.3	12.3	17.0	1.7	1.0
Lu	0.6	1.7	1.7	1.5	3.2	1.4	1.1	1.8	2.2	0.3	0.2
Hf	14.0	50.0	7.9	53.3	128.5	142	63	167	81	17.5	23.0
Ta	1.9	3.3	1.2	2.9	10.2	6.8	4.5	12.5	6.36	1.2	0.1
Pb	30.5	123.3	75.2	114	165	43.8	189	148	61.4	25.0	2136
Th	15.2	32.2	49.4	60.8	172	127	172	596	27.4	2.0	1.8
U	1.3	11.4	7.0	12.1	43.1	44.0	34.7	68.6	12.8	0.5	0.6

Таблица 1. Окончание

Компоненты	Щелочные сиениты									Кварцевые сиениты			Граниты	
	Брз 5-3	БЗ 5-1	БП-11	К-14	БП-11б*	К-8-2а*	К-8-2б*	Брз 5-11**	Брз 5-4**	БП-11а	Ю-6	Ю-5	Ю-7	Брз 5-2
SiO ₂	60.92	61.61	58.98	60.45	58.20	59.43	58.20	63.83	64.13	62.16	62.50	60.30	70.90	71.90
TiO ₂	0.71	0.41	0.98	0.84	0.86	0.93	0.86	0.21	0.11	0.80	0.62	0.90	0.26	0.28
Al ₂ O ₃	14.84	14.90	15.08	15.47	16.20	15.35	16.20	17.46	17.62	15.48	15.91	15.29	14.63	14.24
Fe ₂ O ₃	6.95	6.43	6.44	5.98	7.22	5.48	7.22	3.67	2.22	5.16	5.46	6.42	2.25	2.34
MnO	0.15	0.12	0.12	0.09	0.39	0.15	0.39	0.06	0.03	0.09	0.09	0.12	0.03	0.02
MgO	0.63	0.79	1.98	1.58	2.00	1.25	2.00	0.20	0.23	1.42	1.81	2.20	0.31	0.19
CaO	2.05	1.92	3.90	3.91	0.15	3.90	0.15	0.65	0.82	3.30	3.67	3.86	0.63	0.28
Na ₂ O	6.33	6.91	5.59	4.80	8.24	3.59	8.24	6.05	6.06	4.36	4.06	3.97	3.86	4.66
K ₂ O	6.00	5.39	5.17	5.47	2.40	7.46	2.40	7.17	7.19	5.34	4.54	4.76	5.17	4.93
P ₂ O ₅	0.05	0.02	0.51	0.38	0.11	0.21	0.11	0.04	0.05	0.36	0.28	0.44	0.07	0.04
П.п.п.	0.73	0.58	0.55	0.15	0.30	1.39	0.30	0.24	0.57	0.37	0.67	1.00	1.11	0.96
SO ₃	0.08	0.09	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.07	0.10	bdl	0.02	bdl	bdl	bdl
Сумма	99.43	99.16	99.29	99.14	96.22	99.14	96.08	99.65	99.12	98.84	99.61	99.26	99.22	99.86
Ti	4317	2386	5715	5000	4908	4847	5167	1113	580	4637	3670	5411	1553	1593
V	64.8	81.6	72.5	61.7	87	60.2	63.2	25.3	9.1	57.8	62.8	78.0	12.9	13.2
Cr	15.6	6.3	23.9	44.1	66	21.2	23.5	6.5	13.3	28.1	36.5	33.0	21.3	15.4
Mn	1188	961	958	721	2875	1244	1271	393	173	694	653	950	232	99.8
Co	6.0	4.9	10.7	10.9	15.1	7.8	10.6	3.3	1.0	9.1	10.3	13.0	1.2	0.9
Ni	4.9	3.0	12.2	13.3	36	37.2	9.7	3.8	3.0	9.7	16.6	18.4	3.0	3.0
Cu	11.0	10.7	42.2	18.5	5.5	149.2	54.3	11.3	6.5	13.6	14.4	10.0	38.1	6.2
Zn	110.2	96.0	160.9	78.8	529	445.8	267.0	69.2	26.2	101.6	59.5	94.5	31.1	14.2
Rb	257.7	191.4	161.4	164.0	502	229.3	403.8	325.7	293.3	163.0	130.3	128.8	217.6	220.3
Sr	1008	738	1181	1305	390	1310	1777	975	774	1284	1203	1253	494	243
Y	21.3	16.3	48.6	37.6	67	60.2	61.4	7.5	12.1	35.7	33.1	33.9	15.3	22.9
Zr	771	344	1174	545	13702	2011	645	173	82	501	347	384	308	522
Nb	14.1	12.1	39.4	30.9	219	85.2	46	3.2	3.8	29.1	21.7	22.4	30.8	30.9
Mo	2.9	5.4	1.7	2.6	0.55	2.9	2.0	1.4	1.6	2.0	1.2	1.5	3.5	0.8
Cs	1.7	1.7	9.3	3.5	93	15.1	14.5	2.3	1.8	3.4	1.5	1.3	3.3	3.4
Ba	904	426	2193	2094	354	2162	2146	909	821	1928	2123	1931	1355	760
La	50	31	165	119	252	143	216	34	47	140	75	101	48	62
Ce	78	70	275	238	389	281	361	54	70	262	143	197	92	90
Pr	8	8	32	27	38	30	38	5	6	27	16	23	11	8
Nd	27	29	111	97	115	98	119	16	20	94	59	84	38	24
Sm	3.9	4.8	18.2	15.1	17.7	15.9	19.0	2.1	2.6	14.5	10.3	13.7	5.8	3.6
Eu	0.8	1.0	3.7	3.4	3.5	3.5	4.1	0.4	0.5	3.0	2.0	3.0	1.0	0.7
Gd	3.4	3.7	14.2	11.6	13.4	12.8	14.8	1.7	2.2	11.1	8.1	10.5	3.9	3.3
Tb	0.4	0.5	1.8	1.4	1.84	1.7	1.8	0.2	0.3	1.4	1.1	1.4	0.5	0.6
Dy	2.1	2.6	9.4	7.4	11.3	9.0	9.8	0.9	1.3	7.0	6.1	6.6	2.8	3.6
Ho	0.4	0.5	1.7	1.3	2.7	1.6	1.7	0.2	0.2	1.2	1.2	1.2	0.6	0.8
Er	1.2	1.3	5.0	3.5	9.3	5.1	4.9	0.5	0.7	3.4	3.2	3.2	1.6	2.6
Tm	0.2	0.2	0.8	0.5	1.44	0.9	0.7	0.1	0.1	0.5	0.5	0.5	0.3	0.4
Yb	1.8	1.5	4.8	3.4	9.0	5.3	4.0	0.5	0.7	3.1	3.0	3.0	1.9	2.9
Lu	0.4	0.3	0.7	0.5	1.17	0.8	0.6	0.1	0.1	0.5	0.4	0.4	0.3	0.4
Hf	22.4	11.2	24.0	12.7	187	38.7	13.0	5.7	2.5	11.6	7.6	9.5	8.1	11.7
Ta	0.4	0.6	1.6	1.7	3.3	2.5	1.9	0.1	0.1	1.7	1.6	1.4	2.5	2.1
Pb	11.9	7.5	112.6	24.1	154	162	209	7.6	8.6	37.1	26.3	57.0	25.4	14.1
Th	7.4	0.8	36.1	17.9	39	82	105	5.4	3.0	19.4	15.7	14.1	23.6	27.6
U	1.4	0.7	8.6	3.1	175	22.8	16.3	1.2	0.6	4.5	2.8	3.3	9.3	5.6

Примечание. Здесь и в последующих таблицах: *рудный сиенит, **альбитизированный сиенит, bdl – ниже предела обнаружения. Оксиды даны в мас. %, элементы – в г/т.

на рис. 7. Изотопный состав кислорода в амфиболо-нефелиновых сиенитах, в том числе рудоносных, варьирует от +3.3 до +4.6 ‰. Минерал щелочных сиенитов из краевой зоны характеризуется значением +6.7‰, а кварцевых сиенитов и гранитов — +7.2 и +11.3‰ соответственно. В клинопироксене нефелиновых сиенитов $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ равно +4.0‰, в минерале щелочных сиенитов из краевой зоны выше, +7.0‰. Биотит нефелиновых сиенитов имеет $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ +4.5‰, минерал кварцевых сиенитов и гранитов — +8 и +8.5‰ соответственно. Апатит нефелиновых сиенитов дает $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, равное +4.9‰, гранитов — +11.4‰.

Результаты Sr-Nd-Pb изотопных составов пород массива представлены в табл. 3 и 4 и на рис. 8.

В нефелиновых сиенитах первичные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ колеблются в достаточно узком интервале от 0.7080 до 0.7084, альбитизированные различия показывают значения 0.7079 и 0.7102. $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ в нефелиновых сиенитах, рассчитанные на 290 млн лет, варьируют от −10.9 до −11.6, а в альбитизированных различия равны −11.1 и −11.9.

Первичные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, полученные для щелочных (0.7080–0.7089) и кварцевых сиенитов (0.7080–0.7086), схожи с таковыми для нефелиновых сиенитов. Лишь один образец рудоносного щелочного сиенита (БП-116) имеет отличное значение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_T 0.7128 от приведенного диапазона для пород массива, при том, что он не подвержен интенсивными вторичными изменениями. Первичные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ значения в альбитизированных

щелочных сиенитах равны 0.7071 и 0.7081. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ в щелочных сиенитах и их альбитизированных различия составляют −10.4 ÷ −11.7. Кварцевые сиениты характеризуются в целом более высокими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от −10.2 до −10.9.

Два проанализированных образца гранита из массива дали контрастные друг к другу первичные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.71068 и 0.70470) и $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ (−13.4 и −11.2). Для образца песчаника, представляющего вмещающие породы холоднинской свиты терригенного комплекса, значения, пересчитанные на 290 млн лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_T и $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$, равны 0.7182 и −7.9 соответственно.

На диаграмме ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_T– $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ (рис. 8а) значения для пород массива Бурпала схожи с таковыми для щелочных пород массива Сынный (Саватенков и др., 2019; неопубликованные данные авторов). В то же время первичные изотопные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах массива Бурпала являются несколько более высокими по сравнению с таковыми в породах массива Сынный.

На диаграмме в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 8б) породы массива образуют линейный тренд, где нефелиновые сиениты, располагаясь в левой нижней части тренда, характеризуются более примитивным изотопным составом Pb. Щелочные и кварцевые сиениты демонстрируют смещение в область более радиогенного состава Pb. Кроме того, в верхнем окончании тренда щелочных пород массива Бурпала располагается точка для образца вмещающей породы (песчаник)

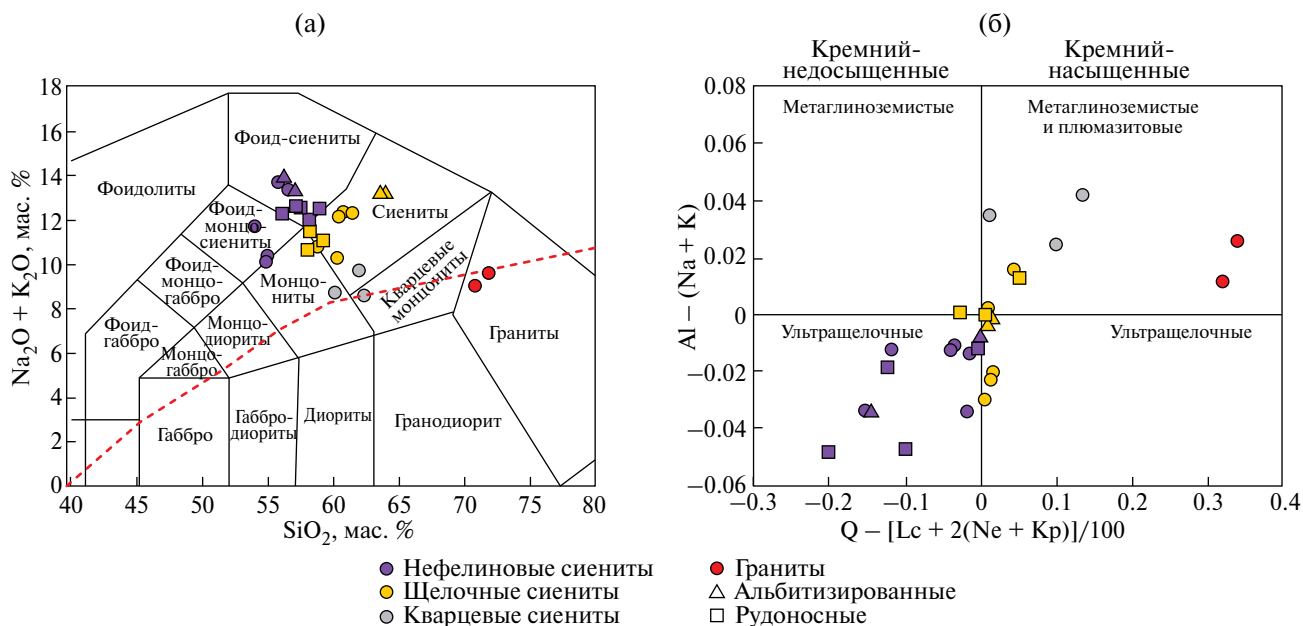


Рис. 4. Классификационная диаграмма SiO₂ vs (Na₂O + K₂O) (a) (Middlemost, 1994) и диаграмма Al - (Na + K) - FSSI (b) (Frost, Frost, 2008) для основных разновидностей пород массива Бурпала. FSSI = нормативные $Q - [Lc + 2(Ne + Kp)]/100$.

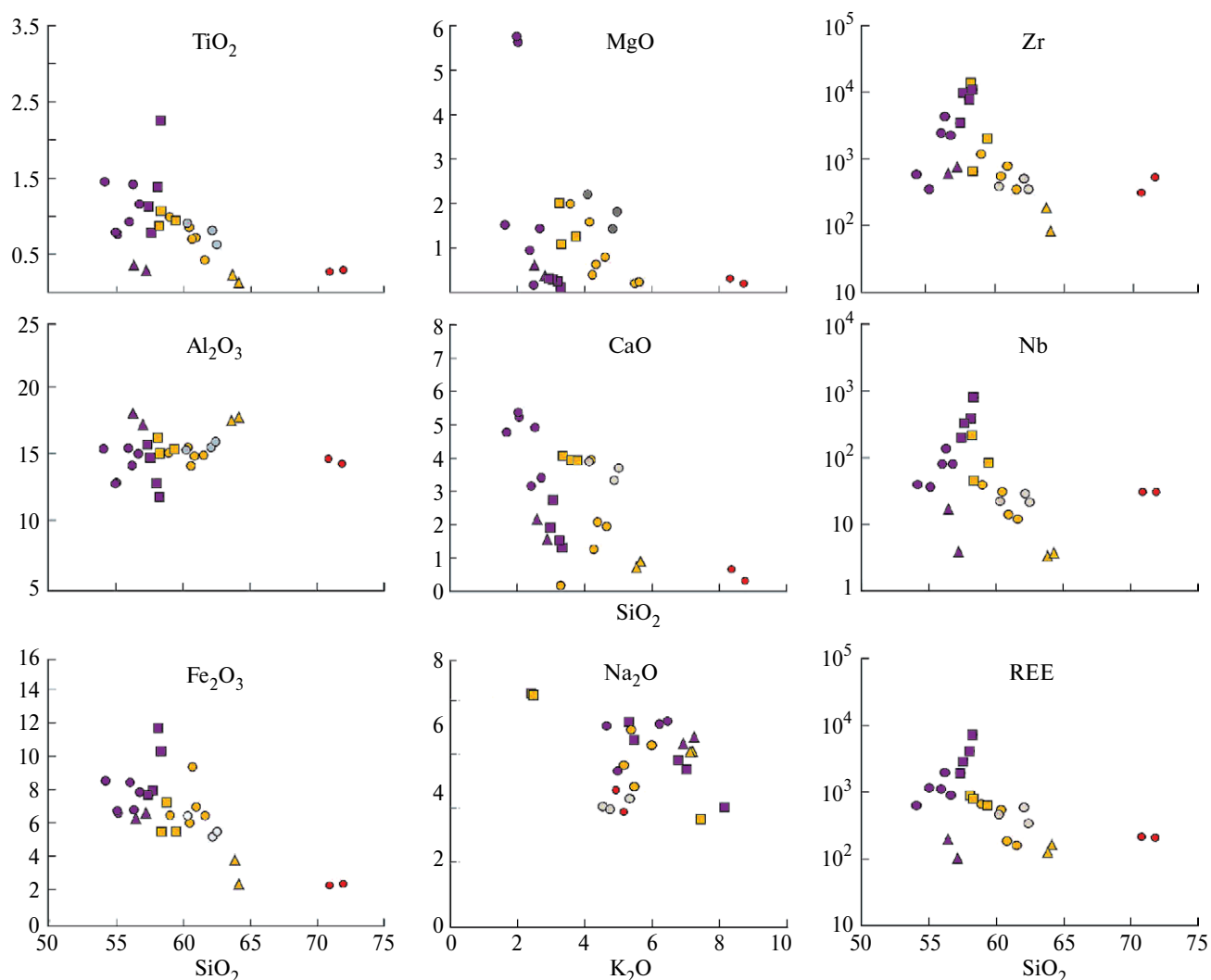


Рис. 5. Вариации содержаний основных петрогенных (мас. %) и редких (ppm) компонентов в основных разновидностях пород массива Бурала. Условные обозначения см. на рис. 4.

холоднинской свиты терригенного комплекса. От указанного тренда существенно отклоняются точки изотопного состава в образце рудоносного щелочного сиенита (БП-116) и образце щелочного гранита (Брз 5-2) (табл. 4), U-Pb изотопные характеристики которых определялись по породе в целом. Рудоносный сиенит характеризуется аномально высоким значением U/Pb, что приводит к значительным неопределенностям в оценке первичных изотопных характеристик Pb. В силу высокой мобильности U и Pb, на оценке первичных изотопных характеристик могло отразиться нарушение U/Pb изотопных соотношений в результате наложенных процессов (в том числе и гипергенных). Щелочной гранит характеризуется менее высоким значением U/Pb, однако отклонение изотопных характеристик Pb в этом образце от общей совокупности

на диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ может объясняться теми же причинами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные петролого-геохимические данные так же, как и опубликованные геохронологические данные (Избродин и др., 2024), позволяют предположить, что кварцевые, щелочные и нефелиновые сиениты были, вероятно, образованы независимыми импульсами внедрения и их формирование вряд ли происходило в рамках единого простого процесса фракционной кристаллизации, что хорошо видно на петрохимических бинарных диаграммах. Они характеризуются широкими вариациями как по большинству основных, так и по РЗЭ и редким элементам. При этом геологические наблюдения (Пак и др., 1962; Портнов, 1965; Андреев,

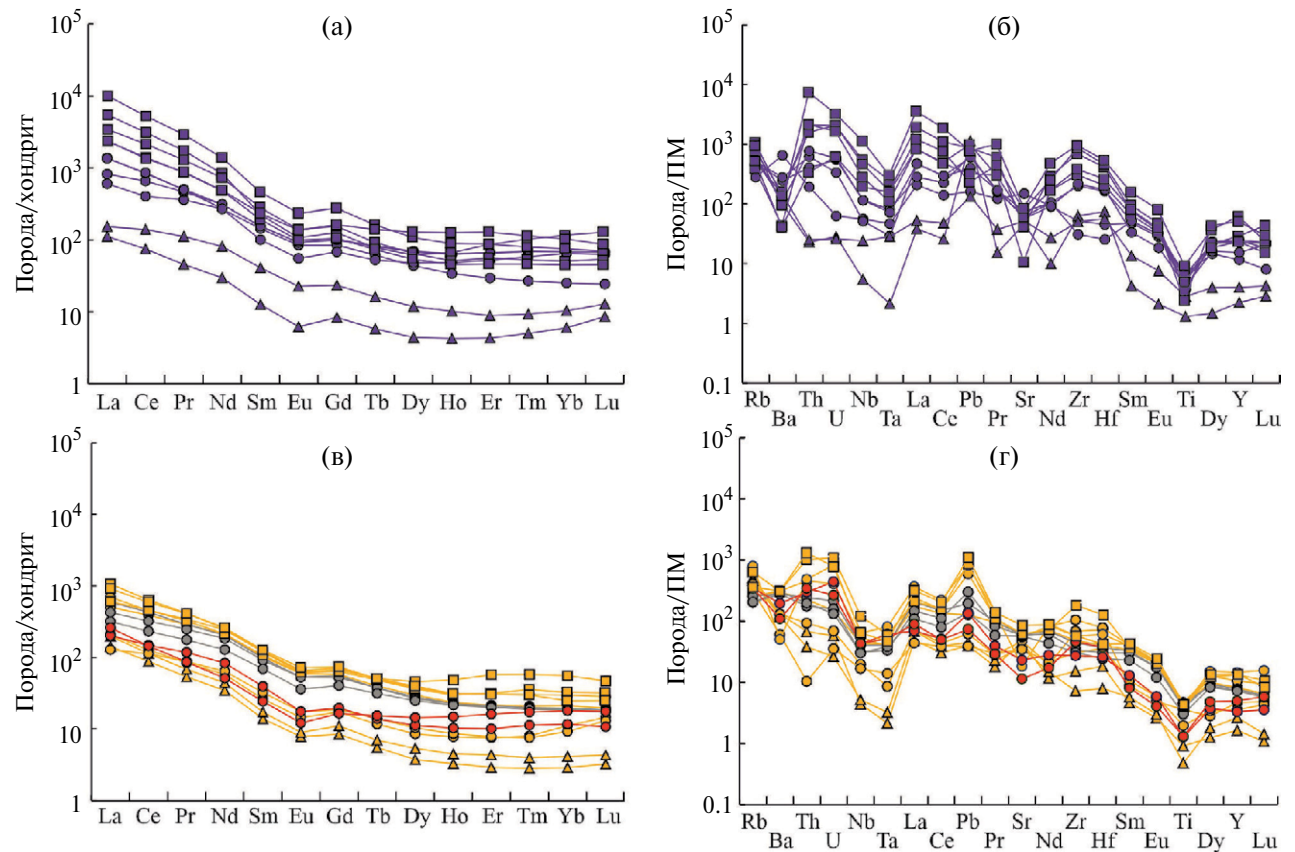


Рис. 6. Содержания РЗЭ (а, б) и редких элементов (в, г), нормированные к хондриту и примитивной мантии (ПМ) (Sun, McDonough, 1989) соответственно в породах массива Бурпала. Условные обозначения см. на рис. 4.

1981), близкие Sr-Nd изотопные характеристики, конфигурация геохимических спектров подтверждают сингенетичность магм, из которых кристаллизуются нефелиновые, щелочные и кварцевые сиениты. Дайки щелочных гранитов характеризуются

схожими с сиенитами геохимическими параметрами и близкими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$, отличаясь варьирующим Sr-Pb изотопным составом. Вариации последних, наиболее вероятно, согласно петрографическим наблюдениям, связаны с процессами

Таблица 2. $\delta^{18}O_{SMOW}$ в минералах из пород массива Бурпала

Порода	Нефелиновый сиенит							Щелочной сиенит		Кварцевый сиенит		Гранит		
Образец	Брз 5-6	Брз 5-12	Брз 5-5	Брз 5-6в	Брз 5-5	Брз 5-7	Брз 5-6	К-14		Ю-5		Ю-7		
Минерал	Amp				Cpx	Bt	Ap	Amp	Cpx	Bt	Amp	Bt	Ap	Amp
δ ¹⁸ O _{SMOW}	3.3	4.1	4.6	4.2	4	4.5	4.9	6.7	7	8	7.2	8.5	11.4	11.3

Примечание. Amp – амфибол, Cpx – клинопироксен, Bt – биотит, Ap – апатит.

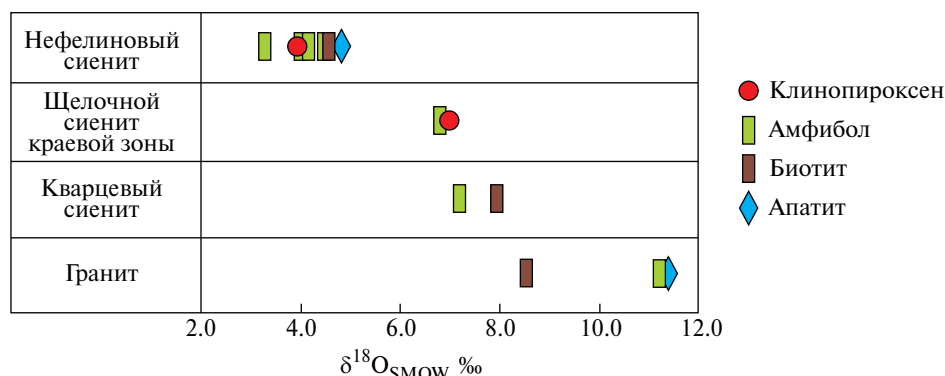


Рис. 7. Изотопный состав кислорода в минералах основных разновидностей пород массива Бурпала.

вторичного изменения пород. Тем не менее имеющиеся данные позволяют предполагать генетическое родство сиенитов массива и даек гранитов.

Считается, что нефелиновые и щелочные сиениты могут формироваться из расплавов нефелиникового либо щелочно-базитового, или базанитового состава (например, Kramm, Kogarko, 1994; Arzamastsev et al., 2001; Riishuus et al., 2008; Marks et al., 2011). Учитывая имеющуюся отрицательную Eu-аномалию и достаточно низкую магнезиальность пород массива, можно полагать, что породы кристаллизовались из расплава щелочно-базитового состава, из которого произошла отсадка оливина и плагиоклаза. Стоит отметить, что в некоторых работах по массиву Бурпала описаны дайки шонкинитов, находящиеся во вмещающих породах в западной части массива и относимые к ранней фазе (Владыкин и др., 2014). Авторы считают, что все разновидности пород массива являются продуктами дифференциации единой щелочной магмы. При этом существование когенетичных кварцевых и нефелиновых сиенитов является проблематичным из-за наличия термального барьера в системе $Ne\text{-}Kfs\text{-}Qz\text{-}H_2O$, в которой расплав будет эволюционировать либо в сторону гранитного минимума, либо в сторону нефелин-сиенитового минимума. Поэтому ассоциация кварцевых сиенитов одновременно с нефелиновыми сиенитами поднимает вопрос важности не только процесса фракционной кристаллизации в эволюции исследуемого комплекса, но и ассимиляции щелочными расплавами силикатического вещества континентальной коры, где комбинация процесса фракционирования с контаминацией в различных пропорциях может объяснить эти несоответствия.

Известно, что нефелиновые сиениты могут формироваться при ассимиляции карбонатных пород. Яркими примерами являются палеозойские щелочные комплексы Алтае-Саянской складчатой области (Vorontsov et al., 2021) и Витимского плоскогорья в Западном Забайкалье (Doroshkevich et al., 2012; Izbrodin et al., 2020), где вмещающими

породами являются осадочные карбонатные толщи, а в щелочных породах комплексов присутствует кальцит. Что касается массива Бурпала, то этот вариант маловероятен. Здесь вмещающие породы представлены терригенно-осадочными (песчаники, алевролиты), а петрографо-минералогические данные не подтверждают механизм взаимодействия с осадочными карбонатами. Петролого-геохимические исследования также исключают такую возможность, поскольку нефелиновые сиениты характеризуются обогащенностью РЗЭ и высокозарядными элементами относительно щелочных и кварцевых сиенитов, а не наоборот.

Вторым возможным вариантом может быть процесс коровой контаминации с участием пород с высоким содержанием кремния. В работе (Riishuus et al., 2008) предложен механизм, согласно которому подплавление коры может происходить в зоне кровли над магматическим очагом (щелочно-базальтового или базанитового составов). Как результат смешения с образовавшимся коровым расплавом в зоне кровли формируется пересыщенная кремнеземом магма, внедрение которой сопровождается кристаллизацией на поверхности самых внешних обнаженных кварцевых сиенитов. Затем продолжающееся пульсационное поступление из камеры порций магм, недосыщенных кремнеземом, приводит к формированию нефелиновых и щелочных сиенитов. При этом эволюция в сторону кремний-недосыщенного ультращелочного поля (рис. 4б) отчасти обусловлена «эффектом плагиоклаза», при котором на образование кальциевого плагиоклаза расходуется Al, но мало Na и K. Этот процесс согласуется с отрицательной Eu-аномалией, отображаемой на спектрах РЗЭ для нефелиновых сиенитов.

В опубликованных работах, рассматривающих вариант образования кварцевых сиенитов в результате процесса коровой контаминации, в качестве весомых аргументов приводятся изменяющиеся изотопные и редкоэлементные характеристики

Таблица 3. Rb-Sr и Sm-Nd изотопный состав пород массива Бурпала

Порода	Образец	Rb, г/г	Sr, г/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2s	I (Sr)	Sm, г/г	Nd, г/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2s	ε _{Nd} (T)
Нефелиновый сиенит	Брз 5-5	414.6	1717	0.7001	0.710891	5	0.708002	23.46	142.79	0.0993	0.511868	2	-11.42
	Брз 5-12	332.1	1302	0.7392	0.711468	5	0.708418	22.06	133.90	0.0996	0.511893	5	-10.94
	Брз 5-8	454.1	1345	0.9795	0.712117	6	0.708075	14.90	124.19	0.0725	0.511809	5	-11.58
	Брз 5-7	209.0	3375	0.1795	0.709016	5	0.708275	21.16	114.12	0.1121	0.511884	5	-11.58
	Брз 5-126**	533.5	1082	1.4311	0.713866	7	0.707961	1.75	12.87	0.0823	0.511853	3	-11.08
	Брз 5-12a**	140.4	915	0.4455	0.712056	4	0.710218	12.12	61.30	0.1195	0.511884	4	-11.86
Щелочной сиенит	K-14	107.4	1239	0.2515	0.710016	4	0.708978	12.24	70.81	0.1045	0.511884	4	-11.30
	БЗ 5-1	225.4	798	0.8191	0.711463	4	0.708083	5.09	30.99	0.0993	0.511874	3	-11.30
	Брз 5-3	297.0	1049	0.8211	0.711502	7	0.708114	3.87	25.94	0.0902	0.511888	5	-10.69
	БП-11	202.9	1333	0.4412	0.709866	5	0.708045	18.00	112.36	0.0968	0.511899	3	-10.72
	БП 116	477.0	417	3.3248	0.726513	6	0.712793	16.92	112.71	0.0908	0.511902	6	-10.44
	Брз 5-11**	372.3	1016	1.0623	0.712445	7	0.708061	2.07	15.40	0.0812	0.511848	5	-11.14
Кварцевый сиенит	Брз 5-4**	249.6	510	1.4228	0.712967	5	0.707096	2.30	15.65	0.0886	0.511858	6	-11.22
	Ю-6	145.0	1247	0.337	0.709526	6	0.708135	9.62	54.58	0.1065	0.511946	4	-10.17
	Ю-5	108.6	1230	0.2559	0.709715	5	0.708659	22.06	133.90	0.0996	0.511893	5	-10.94
	БП 11a	197.6	1420	0.4035	0.70968	6	0.708015	15.08	96.57	0.0944	0.51191	4	-10.42
Гранит	Ю-7	251.0	511	1.4247	0.716562	4	0.710683	5.51	36.47	0.0913	0.511753	4	-13.37
	Брз 5-2	217.8	168	3.7375	0.720124	5	0.704701	5.02	35.05	0.0865	0.511854	5	-11.22
Вмещающий песчаник	Ю-2	63.9	132	1.3883	0.723972	5	0.718243	4.92	23.30	0.1275	0.5121	4	-7.94

Таблица 4. U-Pb изотопный состав пород массива Бурпала

Порода	Образец	Pb, г/т	U, г/т	²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	%	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	%	(²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i
Нефелиновый сиенит	Брз 5-5 (ПШ)	70.00	6.39	5.70	17.893	0.06	15.499	0.06	38.463	0.09	17.631	15.485
	Брз 5-12(вал)	113.00	10.40	5.76	17.895	0.06	15.504	0.06	38.028	0.09	17.630	15.490
	Брз 5-8 (ПШ)	2.66	0.39	9.37	18.271	0.06	15.519	0.06	40.073	0.09	17.840	15.497
	Брз 5-7 (ПШ)	14.20	0.21	0.94	17.649	0.06	15.479	0.06	37.773	0.09	17.606	15.477
	Брз 5-12б**(ПШ)	66.50	0.01	0.01	17.632	0.06	15.494	0.06	37.825	0.09	17.631	15.494
	Брз 5-12а**(ПШ)	6.19	0.13	1.26	17.736	0.06	15.505	0.06	37.933	0.09	17.678	15.502
Щелочной сиенит	К- 14 (ПШ)	11.50	0.25	1.36	17.907	0.06	15.503	0.06	38.056	0.09	17.844	15.500
	БЗ 5-1 (вал)	15.40	4.89	1.99	18.087	0.06	15.499	0.06	38.029	0.06	17.996	15.494
	Брз 5-3 (вал)	9.69	1.26	8.19	18.220	0.06	15.513	0.06	38.375	0.09	17.843	15.493
	БП-11 (ПШ)	6.00	1.35	14.34	18.933	0.06	15.573	0.06	38.203	0.06	18.273	15.539
	БП 11б (вал)	5.44	33.16	567.80	46.058	0.06	16.911	0.06	44.021	0.09	19.932	15.550
	Брз 5-11**(вал)	3.37			18.145	0.06	15.519	0.06	38.436	0.09	18.145	15.519
Кварцевый сиенит	Брз 5-4**(ПШ)	2.04	0.05	1.39	17.747	0.02	15.509	0.02	37.986	0.03	17.683	15.506
	Ю-6 (ПШ)	20.50	4.11	1.25	17.881	0.06	15.509	0.06	38.125	0.09	17.823	15.506
	Ю-5 (вал)	21.99	3.09	8.88	18.109	0.06	15.518	0.06	38.459	0.09	17.701	15.497
	БП 11а (вал)	51.60	4.53	5.59	18.286	0.06	15.528	0.06	38.819	0.09	18.028	15.514
Гранит	Ю-7 (вал)	20.20	5.99	19.00	18.581	0.06	15.552	0.06	39.204	0.09	17.706	15.506
	Брз 5-2 (вал)	12.58	4.73	25.59	20.937	0.06	15.685	0.06	41.152	0.09	19.759	15.624
Вмещающий песчаник	Ю-2 (вал)	14.50	1.97	8.61	18.600	0.06	15.552	0.06	38.578	0.09	18.204	15.531

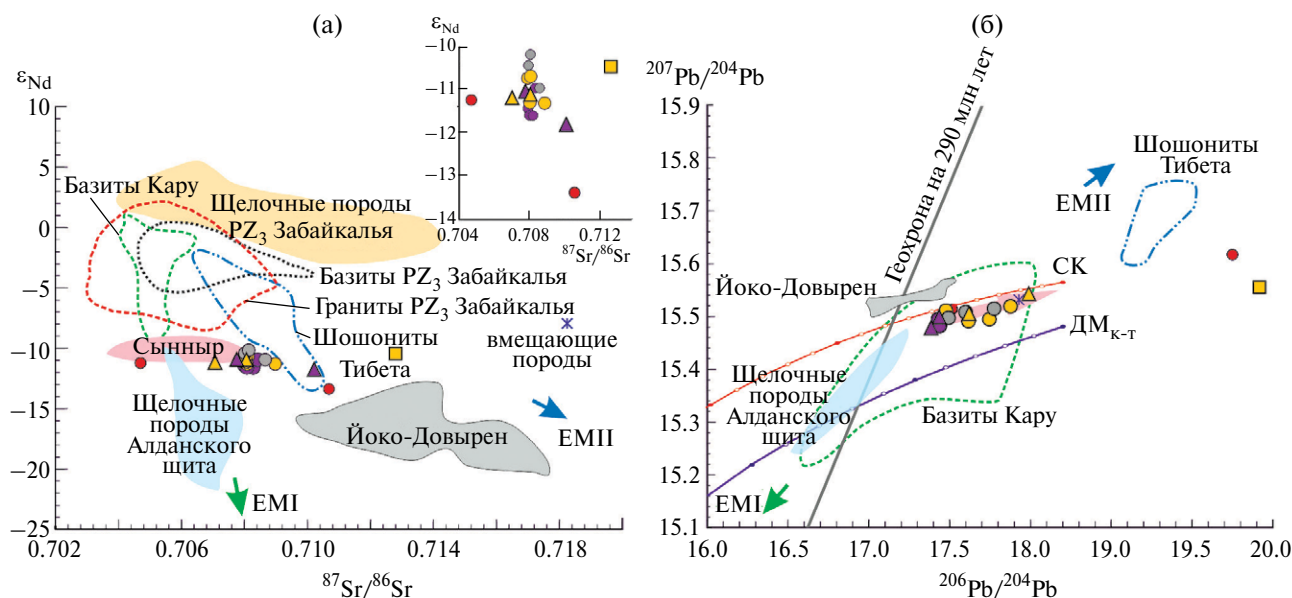


Рис. 8. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T$ — $\epsilon_{Nd}(T)$ изотопные отношения (а) и $(^{206}Pb/^{204}Pb)_T$ — $(^{207}Pb/^{204}Pb)_T$ диаграмма (б) для пород массива Бурпала. Условные обозначения см. на рис. 4.

(а): данные для позднепалеозойских щелочных пород Забайкалья (Doroshkevich et al., 2012; Izbrodin et al., 2020), позднепалеозойских гранитоидов и базитов Забайкалья (Jahn et al., 2009; Litvinovsky et al., 2011; Цыганков и др., 2019; Tsygankov et al., 2017), мезозойских щелочных пород Алдано-Станового щита (Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Davies et al., 2006; Васюкова и др., 2020; Doroshkevich et al., 2020), расслоенной ультрабазит-базитовой интрузии Йоко-Довырен, пересчитанные на 290 млн лет (Арискин и др., 2015), массива Сынныр (Саватенков и др., 2019; неопубликованные данные авторов), постколлизийных шошонитов Тибета (Guo et al., 2006; Ou et al., 2019), вулканических пород юрской изверженной провинции Кару (Jourdan et al., 2007).

(б): СК — эволюция Pb в Сибирском кратоне (Ларин и др., 2021); ДМ_{к-т} — эволюция Pb в деплетированной мантии (Kramers, Tolstikhin, 1997). Розовая стрелка — тренд ассимиляции.

пород (например, Riishuus et al., 2008; Estrade et al., 2014).

Изотопные характеристики Sr и Nd в породах массива Бурпала явно не отражают процесса взаимодействия щелочных расплавов с веществом континентальной коры в ходе ее ассимиляции. Во-первых, Sr и Nd изотопные составы в породах массива Бурпала проявляют слабую вариацию, а во-вторых, не демонстрируют закономерного изменения относительно других петрохимических и геохимических параметров для различных фаз внедрения, которое можно было бы охарактеризовать в рамках модели смешения или ассимиляции—фракционной кристаллизации (рис. 9). Это говорит о том, что веществом взаимодействие между мантийными щелочными расплавами и коровым веществом в ходе формирования интрузивного комплекса носило более сложный характер, вероятно, включающий метасоматическое взаимодействие. Слабые вариации изотопных характеристик Sr и Nd и отсутствие каких-либо очевидных трендов смешения корамантия для различных фаз внедрения указывают на то, что процессы ассимиляции корового вещества щелочными расплавами слабо отразились на изотопных характеристиках Sr и Nd в породах массива

Бурпала и эти характеристики близко отвечают параметрам мантийного источника этих пород.

В то же время изотопные характеристики Pb в породах массива Бурпала наиболее очевидно отражают процесс вещественного взаимодействия между мантийными щелочными расплавами и породами континентальной коры в ходе ее ассимиляции (рис. 9).

В наибольшей степени влияние процессов ассимиляции пород континентальной коры на изотопные характеристики Pb проявлено в щелочных и кварцевых сиенитах, в наименьшей — в нефелиновых сиенитах. Нефелиновые сиениты массива Бурпала, включая рудные разности, характеризуются наиболее высоким содержанием Pb, по сравнению с кварцевыми и щелочными сиенитами. Более низкое содержание Pb в ранних фазах внедрения, соизмеримое с таковым во вмещающих породах, обусловило заметный сдвиг изотопных характеристик Pb в щелочных породах в сторону параметров вмещающей их континентальной коры. Более высокое содержание Pb в нефелиновых сиенитах, наиболее вероятно, как и в случае других высоко несовместимых элементов литофильной группы, обусловлено процессами метасоматического обогащения

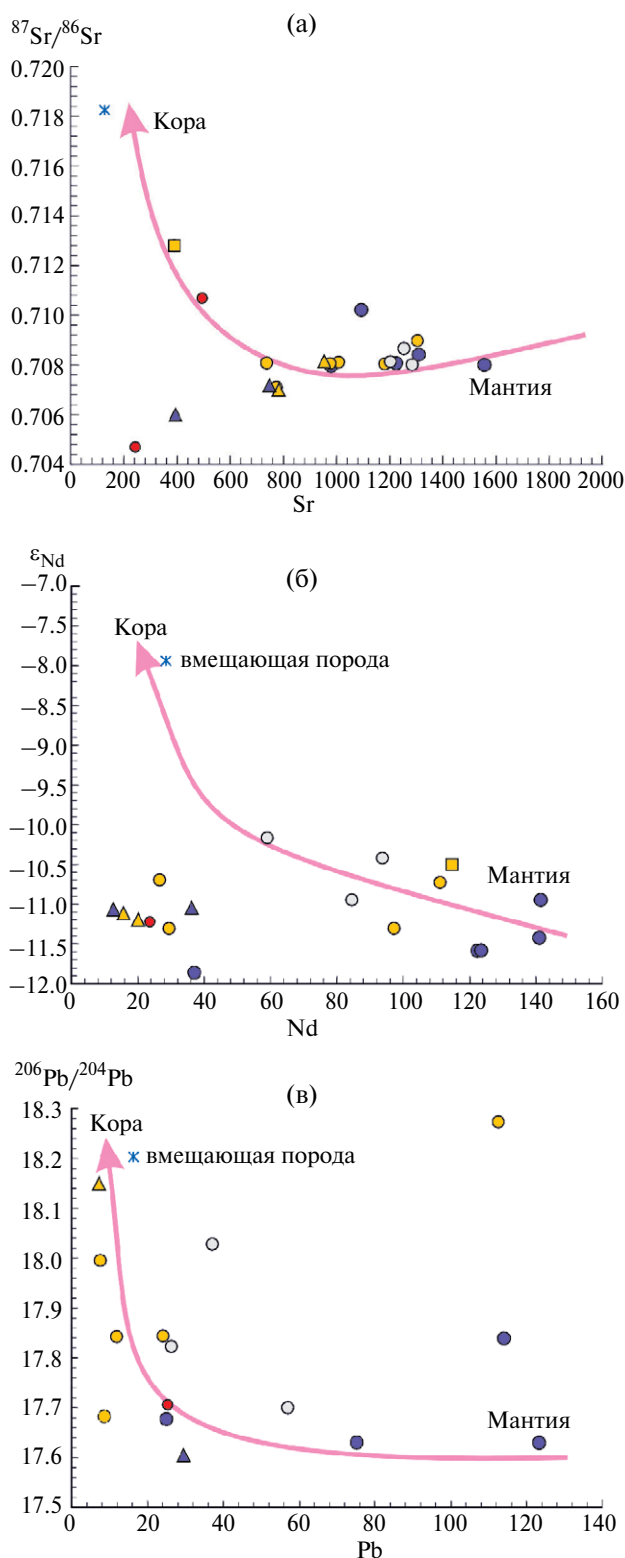


Рис. 9. Диаграммы Sr (ppm)— $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (а), Nd (ppm)— ϵ_{Nd} (б), Pb (ppm)— $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (в) для пород массива Бурпала. Розовая стрелка — тренд ассимиляции. Условные обозначения см. на рис. 4.

мантийных расплавов, внедрявшихся в магматическую камеру.

Стоит также отметить, что значения изотопного состава кислорода в разновидностях сиенитов значительно различаются, где минералы кварцевых сиенитов обладают гораздо более тяжелыми $\delta^{18}\text{O}$ значениями, чем таковые нефелиновых и щелочных сиенитов. Несмотря на то, что все разновидности сиенитов обладают схожими геохимическими характеристиками, наблюдаются закономерные различия в поведении некоторых редких элементов. Так, на диаграммах Zr/Ce—Th/Ta и Zr/Y—Nb/Ta (рис. 10) можно видеть, что кварцевые сиениты расположены в непосредственной близости к значениям для верхней коры (Rudnik, Gao, 2014) и вмещающих песчаников холоднинской свиты, в то время как нефелиновые и щелочные сиениты характеризуются значительным разбросом значений и не тяготеют к значениям для вмещающих пород.

Sr—Nd—Pb изотопные характеристики пород массива Бурпала, а также особенности их редко-элементного состава указывают на их генетическую связь с древним источником метасоматизированной литосферной мантии. На диаграмму $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T - \epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (рис. 8а) вместе с данными для пород массива Бурпала вынесены поля изотопных характеристик Сыньирского массива, мезозойских щелочных пород Алдано-Станового щита и пород Йоко-Довыренского массива, расположенного в непосредственной близости к массивам Сыньир и Бурпала. Все вышеперечисленные комплексы характеризуются резко отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$. Исследователи (Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Davies et al., 2006; Арискин и др., 2015; Васюкова и др., 2020; Doroshkevich et al., 2020) считают, что источником для мезозойских щелочных пород Алдано-Станового щита и пород Йоко-Довыренского массива являлась аномально обогащенная метасоматизированная литосферная мантия в данном регионе, обогащение которой относительно деплетированной мантии происходило в период архея—палеопротерозоя. Кроме того, изотопный состав палеопротерозойских мафических пород и карбонатитов в краевой южной части Сибирского кратона (Шарыжалгайский блок и Алдано-Становой щит) также свидетельствует о наличии изотопно-обогащенных доменов в литосферной мантии (например, Гонгальский и др., 2008; Doroshkevich et al., 2018; Туркина, Изох, 2023). Кроме крайне низких значений $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, породы массива Бурпала характеризуются обогащением Ba, LILE, Th, легкими лантаноидами и демонстрируют мультиэлементные спектры с резкими минимумами по Nb—Ta, Ti и максимумами по Ba, Pb. Форма спектра редких элементов в нефелиновых сиенитах проявляет сходство с таковых мафических производных метасоматизированной мантии восточного сегмента (мезозойские лампроиты) и

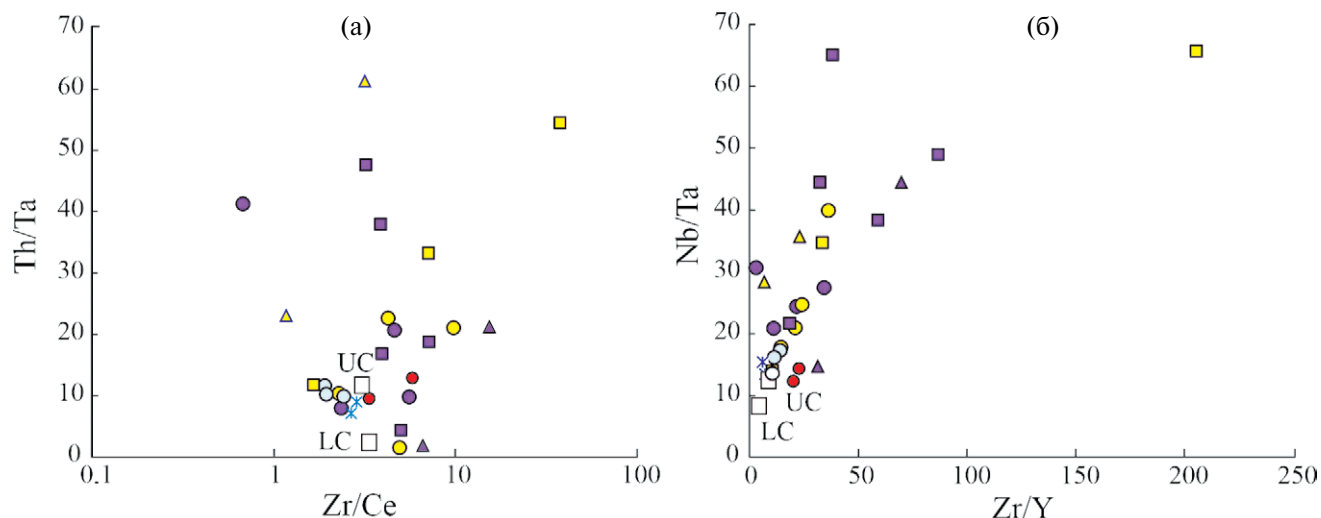


Рис. 10. Диаграммы Zr/Ce–Th/Ta (а) и Zr/Y–Nb/Ta (б) отношений в породах массива Бурпала. Условные обозначения см. на рис. 4. Значения для верхней (UC) и нижней коры (LC) по (Rudnick, Gao, 2014), вмещающие породы (синие крестики) – авторские данные.

юго-западной окраины (неопротерозойские ультрабазиты массива Йоко-Довырен) Алдан-Станового щита (рис. 11).

Подобные формы спектра с Ta-Nb минимумом и Ba и Pb максимумами ассоциируются с надсубдукционными обстановками. Эти особенности, а также низкие значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в вышеуказанных породах указывают на то, что их обогащенный мантийный источник сформировался в результате аккреционных процессов в раннепротерозойский–архейский период формирования континентальной литосферы Сибирского кратона. Изотопные характеристики Sr, Nd и Pb в щелочных породах, формировавшихся в пределах различных доменов юга Сибирского кратона, на изотопных диаграммах (рис. 8) образуют различные поля. Это, в свою очередь, указывает на различие обстановок, в которых формировались обогащенные мантийные источники. Sr-Nd-Pb изотопные параметры мантийного источника мезозойских лампроитов восточного сегмента Алдан-Станового щита отвечают обогащенному источнику ЕМІ-типа. В то же время Sr-Nd-Pb изотопные параметры мантийного источника ультрабазитов Йоко-Довыренского массива, приуроченных к юго-западной окраине Алдан-Станового щита, тяготеют к полю источника ЕМІІ-типа. Изотопные характеристики пород массива Бурпала, как ультрабазитов Йоко-Довыренского массива и пород массива Сынныр, также характеризуются параметрами ЕМІІ-типа. Вместе с тем более высокие значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и более низкие ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_T в породах массива Бурпала, а также более низкие значения ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_T в нефелиновых сиенитах из этого массива, могут указывать либо на большую долю вещества деплетированной мантии при формировании этих пород, либо

на более молодой возраст обогащенного мантийного источника. С последним согласуется приуроченность массивов Бурпала и Сынныр к раннебайкальскому блоку континентальной литосферы Сибирского кратона, тогда как Йоко-Довыренский массив приурочен к Олоkitской рифтогенной зоне, которая расположена в пределах выступа раннеархейского фундамента Сибирского кратона.

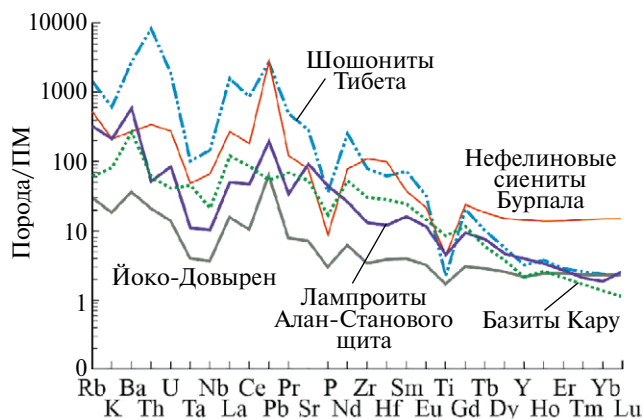


Рис. 11. Сравнительная характеристика спектров распределения редких элементов, нормированных к примитивной мантии (ПМ) по (Sun, McDonough, 1989), для нефелиновых сиенитов массива Бурпала с мезозойскими лампроитами Алдан-Станового щита (Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Davies et al., 2006), породами интрузии Йоко-Довырен (Арискин и др., 2015), шошонитами Тибета (Guo et al., 2006; Ou et al., 2019), вулканическими породами юрской изверженной провинции Кару (Jourdan et al., 2007).

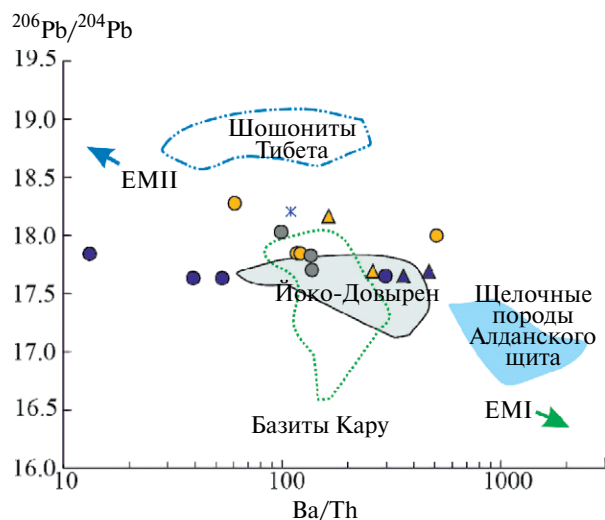


Рис. 12. Ba/Th–($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_T диаграмма для пород массива Бурпала. Условные обозначения см. на рис. 4.

Данные для мезозойских лампроитов Алдано-Станового щита (Bogatikov et al., 1994; Mitchell et al., 1994; Davies et al., 2006), расслоенной ультрабазит-базитовой интрузии Йоко-Довырен (Арискин и др., 2015), постколлизиионных шошонитов Тибета (Guo et al., 2006; Ou et al., 2019), вулканических пород юрской изверженной провинции Кару (Jourdan et al., 2007).

Различия в изотопных характеристиках Sr, Nd и Pb между щелочными породами, формировавшимися в пределах различных доменов юга Сибирского кратона, отражают различия в геохимической специфике метасоматического преобразования литосферной мантии, при плавлении которой эти породы образовались. Наблюдаемые различия в изотопном составе Sr, Nd и Pb между породами разных районов юга Сибирского кратона согласуются с различиями в особенностях редко-элементного состава этих пород. Так, на диаграмме ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_T–($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_T (рис. 8б) видно, что мезозойские лампроиты Алдано-Станового щита характеризуются менее радиогенным изотопным составом Pb по сравнению со щелочными породами массивов Бурпала и Йоко-Довырен, расположенных на границе западного сегмента Байкало-Витимского пояса ЦАСП с краевой частью Сибирского кратона. При этом мезозойские лампроиты Алдано-Станового щита обладают более выраженным относительным обогащением такими флюидомобильными элементами, как Ba, Rb, K, Pb, Sr. В то же время породы массивов Бурпала и Йоко-Довырен отличаются большей степенью обогащения (относительно других элементов) высоко несовместимыми литофильными элементами – Th, U, Zr, Hf. Наиболее наглядно такое различие иллюстрируется диаграммой Ba/Th– $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 12), поскольку Ba является наиболее флюидомобильным

элементом, а Th – высоко несовместимым элементом, распределяющимся преимущественно в расплав.

Можно полагать, что метасоматически обогащенный мантийный источник для мезозойских лампроитов Алдано-Станового щита на момент его образования характеризовался пониженным значением U/Pb, а обогащенный мантийный источник пород массивов Бурпала и Йоко-Довырен – повышенным значением U/Pb. При этом на диаграмме ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_T– $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ (рис. 8а) поля составов мезозойских лампроитов, с одной стороны, и пород массивов Бурпала и Йоко-Довырен, с другой – имеют несколько разнонаправленные тренды.

Сходная закономерность отмечается и для пород из других регионов мира, являющихся продуктами плавления древней литосферы (рис. 8 и 12). Так, например, вулканические породы, представляющие юрскую изверженную провинцию Кару в пределах раннеархейского кратона Каапвал (Jourdan et al., 2007), по изотопно-геохимической специфике проявляют сходство с мезозойскими лампроитами Алдано-Станового щита. Или, например, постколлизиионные шошониты Тибета, развитые в пределах докембрийских блоков Тибетского плато (Guo et al., 2006; Ou et al., 2019), отвечают источнику EMII-типа с более высоким обогащением радиогенным Pb.

Как было показано в работе (Pearce et al., 2005), различие в геохимической специфике мантийного метасоматоза (преимущественно флюидный или флюидно-расплавный) может проявляться в пределах единой тектонической обстановки, отвечающей конвергентной границе, и определяться спецификой субдукции океанической плиты (быстрая–медленная или холодная–горячая субдукция), а также удаленностью от фронтальной зоны. Это дает основание предполагать, что изотопно-геохимическая специфика обогащенных мантийных источников щелочных пород юга Сибирского кратона, определяющая их металлогеническую специализацию, является отражением условий и режимов процесса аккреции, приведшего в раннем докембрии к формированию древней литосферы Сибирского кратона.

Таким образом, изотопные и геохимические характеристики пород массива Бурпала отражают преобладание вещества древней метасоматизированной литосферной мантии в источнике с участием верхнекорового компонента в процессе становления интрузии. При этом роль плюмового компонента вряд ли была значимой, несмотря на то, что магматизм позднепалеозойского периода, связанный с плюмовой активностью, был широко проявлен в пределах Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса с формированием базитов, пород монцонит-гранитной

серии и щелочных комплексов (Jahn et al., 2009; Litvinovsky et al., 2011; Цыганков и др., 2019; Tsyganov et al., 2017; Doroshkevich et al., 2012; Izbrodin et al., 2020). Породы этих комплексов характеризуются гораздо более высокими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ (рис. 8а), свидетельствующими о большем вкладе деплетированного астеносферного источника в их генезисе, даже с учетом того, что гетерогенная литосфера забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса, включающая раннедокембрийские кристаллические блоки и «молодые» террейны островодужного типа, обладает отличающимися характеристиками от литосферной мантии южного края Сибирского кратона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные петролого-геохимические и изотопные (Sr, Nd, Pb, O) данные по кварцевым сиенитам, щелочным безнефелиновым и нефелиновым сиенитам массива Бурпала показали, что каждая разновидность пород имеет специфические петролого-геохимические особенности, с одной стороны, а с другой — обладает схожими характеристиками, подтверждающими сингенетичность магм, из которых кристаллизовались нефелиновые, щелочные и кварцевые сиениты. Породы кристаллизовались из расплава щелочно-базитового состава.

Изотопные и геохимические характеристики пород массива отражают преобладание вещества метасоматизированной литосферной мантии в источнике. При этом роль плюмового компонента была незначительной, в отличие от позднепалеозойских щелочных пород Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Резко отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ для исследуемых пород вписываются в региональную картину — подобные характеристики свойственны для других магматических комплексов (Сынныр, Йоко-Довырен). Формирование пород массива было осложнено ассимиляцией верхнекорового материала, что явилось наиболее вероятным фактором, определившим генетическую связь нефелиновых и кварцевых сиенитов в составе массива.

Благодарности. Авторы выражают огромную благодарность рецензентам А.А. Арзамасцеву и А.В. Никифорову за конструктивные замечания при рецензировании, позволившие улучшить первоначальный вариант рукописи.

Источники финансирования. Геохимические исследования, в том числе анализы вмещающих пород, были выполнены в рамках госзаданий ИГМ СО РАН, ГИН СО РАН и ИГГД РАН (122041400241-5, AAAA-A21-121011390002-2, FMUW-2022-0005). Петролого-геохимические и изотопные (Sr, Nd, Pb, O) исследования были выполнены за счет

средств РНФ 22-17-00078, <https://rscf.ru/en/project/22-17-00078/>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреев А.А., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д. и др. Возраст, состав и тектонические обстановки формирования позднебайкальских комплексов Кичерской зоны Байкало-Витимского пояса (Северное Прибайкалье): геологические, геохронологические (ID-TIMS, SIMS) и Nd-изотопные данные // Петрология. 2022. Т. 30. № 4. С. 345–378.

Андреев Г.В. Петрология формации калиевых, нефелиновых и щелочных сиенитов. Новосибирск: Наука, 1981. 85 с

Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Э.Г. Конников и др. Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 528–556.

Васюкова Е.А., Пономарчук А.В., Дорошкевич А.Г. Петролого-геохимическая характеристика и возраст пород Ыллымахского массива (Алданский щит, Южная Якутия) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 4. С. 489–507.

Владыкин Н.В., Сотникова И.А., Котов А.Б. и др. Строение, возраст и рудоносность Бурпалинского редкометального щелочного массива (Северное Прибайкалье) // Геология рудн. месторождений. 2014. Т. 56. № 4. С. 272–290.

Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А., Арискин А.А., Николаев Г.С. Строение, состав и формирование Чинейского анортозит-габброноритового массива // Геохимия. 2008. № 7. С. 691–720.

Жидков А.Я. Щелочные интрузии Сынныр и Бурпала Северного Прибайкалья: Автореф. дисс. канд. ... геол.-мин. наук. Ленинград, 1956. 21 с. (Zhidkov A.Ya. Alkaline intrusions of Synnyr and Burpala in the Northern Baikal region. Cand. Geol.-Min. Sci. Leningrad, 1956. 21 p.)

Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Малютина А.В. и др. Геохронология пород щелочного массива Бурпала (Северное Прибайкалье): Новые U-Pb данные // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 1. <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-1-0741>

Когарко Л.Н. Обогащенные мантийные резервуары — источник крупнейших апатитовых и редкометальных месторождений // Тр. XV Международного семинара “Глубинный магматизм, его источники и плюмы”. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2019. С. 5–22.

Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ярмолюк В.В. и др. Пермский возраст Бурпалинского щелочного массива (Северное Прибайкалье): геодинамические

следствия // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 3. С. 295–299. <https://doi.org/10.7868/S0869565213330165>.

Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Граниты рапакиви Кодарского комплекса (Алданский щит): возраст, источники и тектоническое положение // Петрология. 2021. Т. 29. № 4. С. 339–364.

Мельников Н.Н. Погрешности метода двойного изотопного разбавления при изотопном анализе обыкновенного свинца // Геохимия. 2005. № 12. С. 1333–1339.

Пак А.С., Миков Н.А., Бушуев В.П. и др. Отчет о результатах геолого-поисковых работ Сольской партии за 1960–1961 гг. в бассейне р. Майгунда. Улан-Удэ, 1962. 213 с.

Портнов А.М. Редкометалльная минерализация щелочного массива Бурпала в Северном Прибайкалье: Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 1965. 275 с.

Портнов А.М., Нечаева Е.А. Нефелинизация в приконтактных зонах щелочного массива Бурпала // Изв. АН СССР. Серия геол. 1967. № 5. С. 71–76.

Саватенков В.М., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Лебедева Ю.М. Изотопные (Nd-Sr) характеристики и возможные источники ультракалиевых щелочных пород Сыньерского массива (Северное Прибайкалье) // Тр. Фермановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 497–501.

Туркина О.М., Изох А.Э. Гетерогенная субконтинентальная литосферная мантия под южным флангом сибирского кратона: свидетельства по составу палеопротерозойских мафических ассоциаций // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 10. С. 1369–1391

Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Бурмакина Г.Н. и др. Соотношение мантийного и разновозрастного корового вещества в составе гранитоидов Забайкалья А-типа: петрологические и геодинамические следствия // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 3. С. 779–799.

Arzamastsev A.A., Bea F., Glaznev V.N. et al. Kola alkaline province in the Paleozoic: evaluation of primary mantle magma composition and magma generation conditions // Russ. J. Earth Sci. 2001. № 3. P. 1–32.

Bogatikov O., Kononova V., Pervov V., Zhuravlev D. Petrogenesis of mesozoic potassic magmatism of the Central Aldan: a Sr-Nd isotopic and geodynamic model // Int. Geol. Rev. 1994. V. 36. № 7. P. 629–644.

Davies G.R., Stolz A.J., Mahotkin I.L. et al. Trace element and Sr-Pb-Nd-Hf isotope evidence for ancient, fluid-dominated enrichment of the source of Aldan Shield lamproites // J. Petrol. 2006. V. 47. № 6. P. 1119–1146.

Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatentkov V.M. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age,

mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data // Lithos. 2012. V. 152. P. 157–172. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.05.002>

Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izokh A.E. et al. Isotopic and trace element geochemistry of the Seligdar magnesiocarbonatites (South Yakutia, Russia): Insights regarding the mantle evolution beneath the Aldan-Stanovoy shield // J. Asian Earth Sci. 2018. V. 154. P. 354–368.

Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Ponomarchuk A.V. et al. Cora Wohlgenuth-Ueberwasse Petrology and geochemistry of the late Mesozoic Dzheltula alkaline igneous complex, Aldan–Stanovoy Shield, Russia: constraints on derivation from the ancient enriched mantle source // Int. J. Earth Sci. 2020. V. 109. P. 2407–2423.

Estrade G., Béziat D., Salvi S. et al. Unusual evolution of silica-under- and oversaturated alkaline rocks in the Cenozoic Ambohimirahavy Complex (Madagascar): Mineralogical and geochemical evidence // Lithos. 2014. V. 206–207. P. 361–383.

<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.08.008>

Foland K.A., Landoll J.D., Henderson C.M.B., Chen J.F. Formation of cogenetic quartz and nepheline syenites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P. 697–704.

Frost B.R., Frost C.D. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // J. Petrol. 2008. V. 49. P. 1955–1969.

Guo Z., Wilson M., Liu J., Mao Q. Post-collisional, potassic and ultrapotassic magmatism of the Northern Tibetan Plateau: Constraints on characteristics of the mantle source, geodynamic setting and uplift mechanisms // J. Petrol. 2006. V. 47. № 6. P. 1177–1220.

Izbrodin I., Doroshkevich A., Rampilov M. et al. Late Paleozoic alkaline magmatism in Western Transbaikalia, Russia: Implications for magma sources and tectonic settings // Geosci. Front. 2020. V. 11. № 4. P. 1289–1303. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.12.009>

Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zanzvilevich A.N., Reichow M. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian Belt: evolution, petrogenesis and tectonic significance // Lithos. 2009. V. 113. P. 521–539. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.015>

Jourdan F., Bertrand H., Schärer U. et al. Major and trace element and Sr, Nd, Hf, and Pb isotope compositions of the Karoo Large Igneous Province, Botswana–Zimbabwe: lithosphere vs mantle plume contribution // J. Petrol. 2007. V. 6. P. 1043–1077.

Kogarko L.N. Role of volatiles. Ed. H. Sørensen. The Alkaline Rocks. Chichester: John Wiley, 1974. P. 474–487.

Kramers J.D., Tolstikhin I.N. Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust // Chem. Geol. 1997. V. 139. P. 75–110.

- Kramm U., Kogarko L.N.* Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres, Kola Alkaline Province, Russia // *Lithos*. 1994. V. 32. P. 225–242.
- Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M. et al.* Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: the Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // *Lithos*. 2011. V. 125. P. 845–874.
- Marks M.A.W., Hettmann K., Schilling J. et al.* The mineralogical diversity of Alkaline Igneous Rocks: critical factors for the transition from miaskitic to agpaitic phase assemblages // *J. Petrol.* 2011. V. 52. № 3. P. 439–455. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq086>
- Middlemost E.A.K.* Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth-Sci. Rev.* 1994. V. 37. № 3–4. P. 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Mikova J., Denkova P.* Modified chromatographic separation scheme for Sr and Nd isotope analysis in geological silicate samples // *J. Geosci.* 2007. V. 52. P. 221–226.
- Misawa K., Yamazaki F., Ihira N., Nakamura N.* Separation of rare earth elements and strontium from chondritic meteorites by miniaturized extraction chromatography for elemental and isotopic analyses // *Geochem. J.* 2000. V. 34. P. 11–21.
- Mitchell R.H., Smith C.B., Vladykin N.V.* Isotopic composition of strontium and neodymium in potassic rocks of the Little Murun complex, Aldan Shield, Siberia // *Lithos*. 1994. V. 32. P. 243–248.
- O'Nions R.K., Hamilton P.J., Evensen N.M.* Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 34. № 1. P. 13–22.
- Ou Q., Wang Q., Wyman D. A. et al.* Postcollisional delamination and partial melting of enriched lithospheric mantle: Evidence from Oligocene (ca. 30 Ma) potassium-rich lavas in the Gemuchaka area of the central Qiangtang Block, Tibet // *GSA Bull.* 2019. V. 131. № 7/8. P. 1385–1408. <https://doi.org/10.1130/B31911.1>
- Pankhurst R.J., Beckinsale R.D., Brooks C.K.* Strontium and oxygen isotope evidence relating to the petrogenesis of the Kangerdlugssuaq alkaline intrusion, East Greenland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 54. P. 17–42.
- Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P.* Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2005. V. 6. № 7. Q07006. doi:10.1029/2004GC000895
- Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I. et al.* Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 154–174.
- Piishuus M.S., Peate D.W., Tegner C. et al.* Petrogenesis of cogenetic silica-oversaturated and undersaturated syenites by periodic recharge in a crustally contaminated magma chamber: the Kangerlussuaq Intrusion, East Greenland // *J. Petrol.* 2008. V. 49. № 3. P. 493–522. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm090>
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the Continental Crust. Treatise on Geochemistry (Second Edition). Elsevier, 2014. P. 1–51. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6>
- 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.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Tsygankov A.A., Burmakina G.N., Khubanov V.B., Buyantuev M.D.* Geodynamics of Late Paleozoic batholith forming processes in Western Transbaikalia // *Petrology*. 2017. V. 25. № 4. P. 396–418. <https://doi.org/10.1134/S0869591117030043>
- Vladykin N.V., Sotnikova I.A.* Petrology, geochemistry and source characteristics of the Burpala alkaline massif, North Baikal // *Geosci. Front.* 2017. V. 8. № 4. P. 711–719.
- Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S. et al.* Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // *Gondwana Res.* 2021. V. 89. P. 193–219.

Petrogenesis and Sources for Rocks of the Alkaline Rare-Metal Burpala Intrusion (Northern Baikal Region)

A. G. Doroshkevich^{1, 2, 3, *}, V. M. Savatenkov⁴, A. V. Malyutina^{1, 2}, I. A. Izbrodin^{1, 2},
I. R. Prokopiev^{1, 2}, A. E. Starikova^{1, 2}, T. A. Radomsкая⁵

¹*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

²*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

³*N.L. Dobretsov Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia*

⁴*Institute of Geology and Geochronology of Precambrian RAS, St. Petersburg, Russia*

⁵*A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia*

The results of petrologic and geochemical study of rocks of the Burpala alkaline intrusion composed of quartz syenites, alkaline nepheline-free and nepheline syenites, including ore-bearing ones, which is part of the Late Paleozoic North Baikal alkaline province, are presented. The studied rocks by chemical composition belong to foid monzosyenites, foid syenites and syenites, ranging from agpaitic to miascitic varieties. Close Sr-Nd isotopic characteristics, configuration of geochemical spectra confirm the syngenetic nature of magmas from which nepheline, alkaline and quartz syenites crystallized. Negative Eu anomaly in REE spectra and rather low Mg# of rocks testify in favor of a long process of fractional crystallization of rocks from the melt of alkaline-basic composition. The isotopic and geochemical characteristics of rocks of the Burpala intrusion reflect the predominance of metasomatized lithospheric mantle in the source. The formation of the rocks of the intrusion, according to the features of the trace element and isotopic data, was complicated by assimilation of upper crustal material, which was the most possible factor that determined the genetic relationship between nepheline and quartz syenites within the intrusion.

Keywords: petrogenesis, quartz, alkaline and nepheline syenites, sources, Northern Baikal region

УДК 552.1; 552.4

ПРИРОДА ПЕРВОГО СИАЛИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ: РОЛЬ ВОДОРОДА?

© 2025 г. Л. Я. Аранович^{1, 2, *}, Э. С. Персиков², П. Г. Бухтияров²,
А. Н. Кошлякова^{1, 3}, Н. М. Лебедева¹

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

²Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН,
Черноголовка, Московская область, Россия

³Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

*e-mail: lyaranov@igem.ru

Поступила в редакцию 23.04.2024 г.

После доработки 30.05.2024 г.

Принята к публикации 20.06.2024 г.

Приведены результаты опытов по плавлению модельных составов базальтового коматиита (*БК*) и энстатитового хондрита (*ЕСН*) при $T = 1300^\circ\text{C}$ и $P_{\text{H}_2} = 100$ МПа. Опыты моделируют взаимодействие магматического океана с водородной атмосферой ранней Земли. Продукты опытов состоят из силикатного стекла (закаленных расплавов), заметно обедненного FeO, но обогащенного литофильными оксидами и H_2O , и железа с небольшими примесями Si и O. Равновесная летучесть кислорода в опытах примерно на 2 лог. ед. ниже буфера Fe-FeO. Расчет фракционной кристаллизации расплавов показал, что продуктами полной кристаллизации являются: гранодиорит, состоящий из двух полевых шпатов, клинопироксена и кварца с небольшой примесью черной слюды (с исходным составом, полученным в опыте *БК*), или кварц-двополевошпатовый гранит с небольшой примесью биотита и мусковита (с исходным составом, полученным в опыте *ЕСН*). Показано, что в ходе дифференциации расплава *ЕСН* при $T = 730\text{--}750^\circ\text{C}$ возможна кристаллизация циркона. Впервые предложена модель, которая объясняет образование богатых кремнеземом и водой расплавов внутренними процессами планетарной эволюции и не требует предварительного формирования гидратированной верхней коры для генерации первого сиалического вещества Земли.

Ключевые слова: давление водорода, эксперимент, плавление, коматиит, хондрит, сиалическая кора, гадейский циркон

DOI: 10.31857/S0869590325010044 **EDN:** VDVDVX

«Единственное, что нам надежно известно — это то, что (в Гадейской Земле) образовался и каким-то образом сохранился минерал циркон (ZrSiO_4).» (Harrison, 2009).

ВВЕДЕНИЕ

Самым древним сохранившимся веществом Земли являются детритовые зерна циркона из метаконгломератов Джек Хиллс, Западная Австралия (Compston, Pigeon, 1986; Harrison, 2009), возраст которых составляет 4.4–4.1 млрд лет. Данные по изотопному составу и содержанию редких элементов в этих цирконах отчетливо указывают на их кристаллизацию из расплавов среднего–кислого состава (intermediate-felsic melts) (Harrison, 2009; Burhman, Berry, 2017). Происхождение этих расплавов — их источники и процессы, приведшие

к их образованию, широко обсуждаются уже более 20 лет (Amelin et al., 1999; Harrison, 2009; Burhman, Berry, 2017; Carlson et al., 2019; Borisova et al., 2021; Laurent et al., 2022). Предложенные в этих (и многих других) работах геодинамические (и, соответственно, физико-химические) режимы плавления сильно различаются — от близких к современным субдукционным обстановкам (например, Borisova et al., 2021) до тектоники устойчивой крышки (stagnant lid tectonics; Amelin et al., 1999; Burhman, Berry, 2017; Laurent et al., 2022). Однако все они схожи в том, что кристаллизация циркона происходила из богатых кремнеземом водосодержащих расплавов, причем источником воды служила гипотетическая более ранняя гидратированная океаническая (серпентиниты) (Borisova et al., 2021) или континентальная (Carlson et al., 2019) кора. Если для раннеархейских (≤ 4 млрд лет) пород серии

TTG (тоналит-трондьемит-гранодиорит) такое предположение может быть оправданным, то наличие свободной воды на поверхности в Гадее только через 120–150 млн лет после начала аккреции представляется сомнительным, особенно в связи с принятой в современной геологической литературе концепцией существования на ранней стадии формирования планеты магматического океана с температурой на поверхности выше 2000 К (Elkins–Tanton, 2012; Кузьмин и др., 2021).

Многочисленные современные данные указывают на то, что аккреция каменных планет земного типа, по крайней мере, на ранних стадиях, могла происходить в окружении мощной небулярной атмосферы (например, Маракушев, 1992; Olson, Sharp, 2019; Kite et al., 2019 и ссылки там), состоящей почти на 90% из водорода. В наших предыдущих работах при экспериментальном исследовании особенностей взаимодействия водорода с природными базальтовыми расплавами (Persikov et al., 2019, 2020) был обнаружен существенный сдвиг состава остаточных расплавов в сторону обогащения кремнеземом и водой вследствие выделения самородного железа. В настоящей статье приведены результаты дополнительных экспериментов по плавлению пород под давлением H_2 . Новые эксперименты с модельным веществом, соответствующим современным представлениям о составе силикатной Земли, были необходимы, чтобы показать, что эти эффекты – выделение металлического Fe и образование водосодержащих расплавов с повышенным содержанием кремнезема – сохраняются. Также важно было провести опыты с исходными составами, не содержащими Fe_2O_3 , присутствие которого в предыдущих экспериментах могло несколько повлиять на полученные ранее результаты. В свете экспериментальных данных рассматривается новый механизм формирования первого сиялического вещества планеты.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Техника и процедура экспериментов. Эксперименты проведены с использованием оригинального сосуда высокого газового давления с внутренним нагревом (INPV). Сосуд включает систему сжатия газа (Ar), создающего давление. Внутри этого сосуда установлен молибденовый реактор, оснащенный независимой системой напуска водорода, с помещенной в нем молибденовой ампулой с исходным веществом, что обеспечивает проведение достаточно длительных экспериментов при высоких температурах и давлениях водорода. Детали конструкции установки и процедуры напуска водорода в реактор описаны в (Persikov et al., 2020).

В начале эксперимента давление аргона в сосуде и, соответственно, водорода в реакторе поднимали

в течение одного часа до необходимого значения (100 МПа). Далее поднимали температуру опыта до 1300°C. Погрешность измерения температуры составляла $\pm 5^\circ\text{C}$, давления – ± 1 МПа. При указанных параметрах образцы выдерживались в автоматическом режиме в течение необходимого времени опытов, после чего осуществлялась изобарическая закалка при выключенном внутреннем нагревателе установки. Высокая скорость закалки ($\sim 300^\circ\text{C}/\text{мин}$) обеспечивала получение стекол (закаленных расплавов) в продуктах опытов. После закалки устройство извлекалось из сосуда, и Мо-ампула с образцом извлекалась из молибденового реактора для последующего анализа фаз, образовавшихся во время опыта.

Исходные вещества. В качестве исходных веществ использовали синтетические стекла, приготовленные из смесей, предварительно тщательно просушенных в муфельной печи при 180°C карбонатов щелочных металлов и оксидов остальных элементов. Состав смесей соответствовал упрощенному модельному энстатитовому хондриту, ECH (Javoy et al., 2010), и модельному базальтовому коматииту, BK (№ 5 в Tabl. 2 из Guo et al., 2020).

Состав ECH отвечает принятому в современной геохимической литературе составу первичной силикатной Земли (Javoy et al., 2010; Dauphas, 2017). Состав BK выбран как аналог наиболее древних магматических пород, дифференциация которых потенциально могла бы привести к образованию первого сиялического вещества.

Стекла наплавлились в высокотемпературной вертикальной трубчатой печи Nabertherm RHTV 1700 (ГЕОХИ РАН) при $T = 1550^\circ\text{C}$ в восстановительной атмосфере, создаваемой газовой смесью H_2 - CO_2 с летучестью кислорода $fO_2 \approx 10^{-9}$ бар. Гомогенные стекла, полученные при этом значении fO_2 , практически не содержат трехвалентного железа (Borisov et al., 2018) (табл. 1).

Аналитические методы. Химический состав исходных и полученных в опытах стекол (закаленных расплавов) и металлической фазы определяли с помощью цифрового электронного рентгеновского микроскопа CamScan MV2300 (VEGA TS 5130 MM), с приставкой для энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 450 и WDS Oxford INCA Wave 700 (ИЭМ РАН, Черноголовка). Анализы проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ с током пучка до 400 нА и времени набора спектров 50–100 с. Были использованы следующие стандарты: кварц для Si и O, альбит для Na, микроклин для K, волластонит для Ca, корунд для Al, чистое железо для Fe, периклаз для Mg. Для пересчета данных микрозондового анализа использовали программы: INCA Energy 200 и ее модифицированную версию. Содержание воды, образовавшейся в закаленных образцах в ходе опытов (табл. 1),

Таблица 1. Состав расплавов и фазовый состав (мас. %) в опытах и расчетах фракционной кристаллизации по программе pMELTS (Ghiorso et al., 2002)

Компоненты	<i>BK</i>			<i>ECH</i>		
	Исходное стекло	*	**	Исходное стекло	*	**
SiO ₂	53.6	55.2	67.4	46.8	51.7	77.9
Al ₂ O ₃	12.2	12.6	5.4	5.3	5.7	10.5
FeO	11.8	8.3	3.9	32.2	24.6	2
MgO	10.3	10.9	0.1	12.6	14.2	0
CaO	9.1	9.4	18.6	0.7	0.8	0.2
Na ₂ O	2.7	2.8	1.8	1.9	2.2	2.5
K ₂ O	0.3	0.3	0.6	0.5	0.6	2.8
H ₂ O	—	0.6	2.2	—	0.3	4.1
<i>melt</i>		100	28		100	12
<i>Ol</i>			29			59.3
<i>Amp</i>			0.8			—
<i>Pl</i>			39.6			20
<i>Qz</i>			2.6			8.7

*Состав стекла в опыте при 1300°C/100 МПа; **расчет при 800°C. *melt* — расплав.

определяли методом титрования по Карлу Фишеру с использованием прибора KFT AQUA 40.00.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТОВ

Составы исходных стекол и продуктов опытов приведены в табл. 1.

В опытах, независимо от состава исходных веществ, образовывалась металлическая фаза, состоящая практически из чистого железа, и стекло — закаленный расплав (рис. 1а, 1б). В продуктах опыта *ECH* помимо стекла основного состава и металла в большом количестве присутствовали зерна оливина, который, судя по отчетливой структуре типа спинифекс (рис. 1а), является закалочной фазой при *P–T* параметрах опыта. В табл. 1 для этого опыта приведен состав стекла, полученный усреднением при сканировании по площади 300 × 300 мкм пяти участков образца.

Металлическая фаза выделяется в виде мелких округлых и амебовидных зерен, формируя структуру, похожую на эмульсию (как бы указывающую на ликвацию). Образование такой структуры было описано нами ранее (Persikov et al., 2019), а также наблюдалось А.А. Борисовым (Борисов, 2021) в опытах по определению растворимости Fe в расплавах диопсид-анортитового состава в восстановительных условиях, задаваемых смесью газов СО-СО₂. При этом температура опытов и в нашей

работе, и в (Persikov et al., 2019, 2020; Борисов, 2021) была на 150–200°C ниже температуры плавления чистого железа. Анализ относительно крупных (25–30 мкм) зерен металла показал, что в нем содержится небольшое, но заметное количество кремния (0.017–0.023 мас. %), в 1.5–2 раза превышающее предел обнаружения, а также около 0.2 мас. % кислорода. Очевидно, что это количество примесей так же, как и очень низкое при параметрах опытов содержание H₂ (Sugimoto, Fukai, 1992), не могли существенно понизить температуру плавления Fe, которая при 100 МПа близка к 1550°C (Kubaschewski, 1982).

Для последующего обсуждения важно отметить, что состав расплавов, образовавшихся в опытах, существенно смещается от состава исходных стекол в сторону обогащения всеми оксидами за исключением FeO, в первую очередь кремнеземом. Это, очевидно, связано с образованием самородного железа. Кроме того, в новообразованных расплавах в заметных количествах присутствует вода. В отличие от результатов работы (Persikov et al., 2019), в которой в качестве исходного вещества использовался природный базальт со значительным содержанием Fe₂O₃, количество воды, образовавшейся в расплавах в наших опытах, примерно на 20–30 отн. % ниже (табл. 1). Относительная доля железа, выделившегося в металлическую фазу,

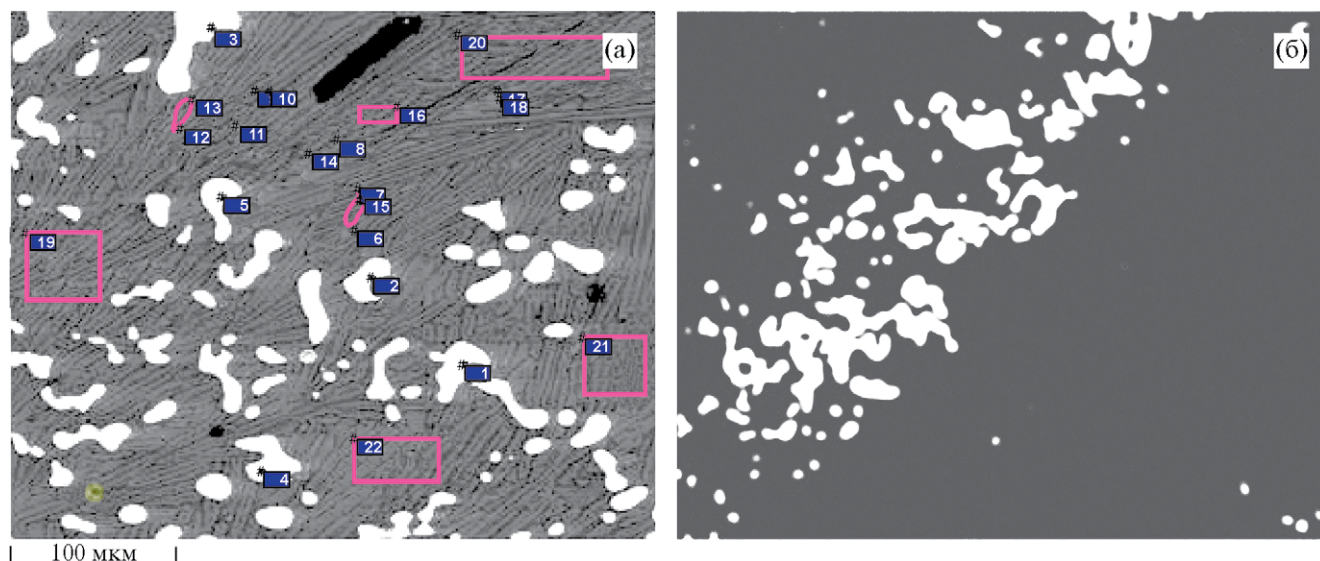
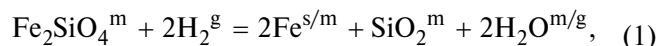


Рис. 1. Изображения в обратно рассеянных электронах (BSE) продуктов опытов *ECH* (а) и *BK* (б). Светлые выделения амёбовидной и округлой формы – металлическое железо, темное – стекло. Обратите внимание на многочисленные закалочные зерна оливина на (а), где фиолетовые прямоугольники – области сканирования (см. текст). Масштаб на (а) и (б) одинаковый.

также заметно меньше, что, очевидно, связано с присутствием Fe_2O_3 в экспериментах (Persikov et al., 2019).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

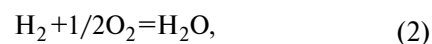
Буферирование H_2 - H_2O и оценки летучести кислорода. Сравнение содержания FeO в стеклах (закаленных расплавах) продуктов опытов с исходными составами показывает, что, несмотря на высокий восстановительный потенциал системы силикатный расплав– H_2 , не происходит полное восстановление оксида железа из расплавов. Прекращение окислительно-восстановительных реакций обусловлено образованием H_2O в изначально сухих расплавах в соответствии со схематической реакцией:



где надстрочные индексы m, s и g обозначают соответственно частицы в силикатном расплаве, твердой и газовой (флюидной) фазах.

Вода, образующаяся по реакции (1), растворяется в силикатном расплаве, а также в небольшом количестве переходит во флюид (Persikov et al., 2019, 2020). Количество H_2O в H_2 - H_2O флюиде можно оценить по модели (Pirajall et al., 2006), исходя из измеренного в опытах содержания H_2O в расплавах и их состава в отношении главных оксидов, поскольку при P – T параметрах опытов свойства смешения флюидов H_2O - H_2 и H_2O - CO_2 близки между собой (Aranovich, 2013). Эти оценки приведены

в табл. 1, они соответствуют $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.1$ для опыта *BK* 2163 и $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.07$ для опыта *ECH* 2174. Зная состав флюидной фазы, можно рассчитать летучесть кислорода в опытах из условий равновесия реакции разложения H_2O :



$$f(\text{H}_2\text{O}) / \left((f(\text{H}_2) (f\text{O}_2)^{0.5}) \right) = \exp(-\Delta G^\circ(2)/RT). \quad (3)$$

В выражении (3) $f(i)$ – летучесть i -й частицы во флюиде, $\Delta G^\circ(2)$ – стандартная свободная энергия Гиббса реакции (2) при фиксированной температуре T (К), R – газовая постоянная, 8.314 Дж/К/моль.

Решение уравнения (3) относительно $f\text{O}_2$ при $T = 1573.15$ К, $P = 100$ МПа с учетом $\Delta G^\circ(1573.15) = -160380$ Дж (Barin 1995), $X_{\text{H}_2\text{O}} + X_{\text{H}_2} = 1$ и $f(i)$ по (Aranovich, 2013) приводит к $\log f\text{O}_2 = -12.57$ для оп. *BK* 2163 и $\log f\text{O}_2 = -12.84$ для оп. *ECH* 2174.

Для оценки летучести кислорода в опытах можно также использовать метод, предложенный в работе (Арискин и др., 1992), где на основе экспериментальных данных выведено уравнение, позволяющее рассчитывать значения $f\text{O}_2$ для железо-содержащих силикатных расплавов, равновесных с металлическим железом, при известных составе расплава и P – T параметрах. Расчет по этому уравнению дал следующие значения $\log f\text{O}_2$: -12.24 для опыта *ECH* и -12.54 для опыта *BK*.

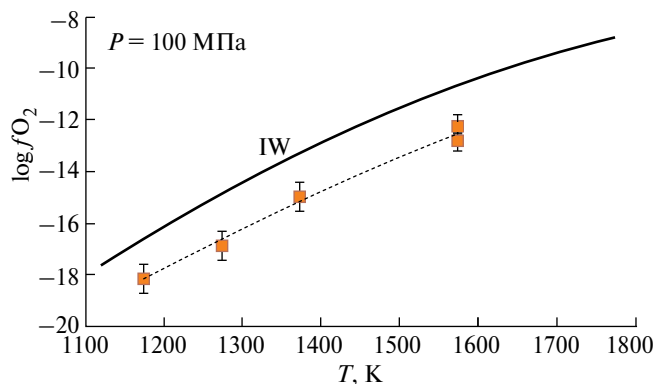
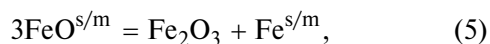
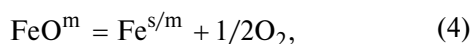


Рис. 2. Летучесть кислорода в опытах по взаимодействию водорода с силикатными расплавами (квадраты с отрезками погрешностей; значения при 1173, 1273 и 1373 К — из работ (Persikov et al., 2019; Persikov et al., 2020), при 1573 К настоящая работа). Сплошная кривая соответствует буферу Fe-FeO (*IW*) по (O'Neill, Pownceby, 1993), пунктир — температурный тренд по экспериментальным данным.

Хотя уравнение (Арискин и др., 1992) выведено для атмосферного давления, оценки fO_2 , выполненные двумя независимыми способами, хорошо согласуются между собой (рис. 2), что указывает на слабую зависимость от давления реакции (4) (см. ниже), по крайней мере, в интервале от 0.1 до 100 МПа. На рис. 2 показаны также оценки fO_2 по данным из работ (Persikov et al., 2019, 2020). Видно, что все они образуют на диаграмме $\log fO_2 - T$ (К) отчетливый тренд, практически параллельный кривой буфера Fe-FeO (*IW*) по (O'Neill, Pownceby, 1993) и смещенный относительно нее вниз примерно на 2 лог. ед. Этот тренд показывает, что при постоянном давлении H_2 главным фактором, определяющим летучесть кислорода в равновесиях основной силикатный расплав—металлическое железо, является температура, а небольшие вариации активностей Fe_2SiO_4 и SiO_2 в расплавах оказывают незначительное влияние. Очень близкие оценки $\log fO_2 = IW - 2.06$ были недавно получены в (Young et al., 2023) на основе термодинамических расчетов равновесий в системе магматический океан—металлическое ядро Земли под воздействием первичной водородной атмосферы.

Дифференциация силикатных расплавов. В отличие от наиболее принятых в геологической литературе схем выделения металлического железа при высоком давлении (Frost, McCammon, 2008; Hirshmann, 2022):



при выделении металлического ядра под воздействием водорода по реакции (1) в силикатном

расплаве образуется значительное количество H_2O , что, наряду с увеличением содержания SiO_2 и других литофильных оксидов, кардинально меняет возможность его дифференциации.

Мы провели расчет изобарической ($P = 100$ МПа) фракционной кристаллизации расплавов с исходными составами, соответствующими полученным в опытах, моделирующих выделение железа под давлением H_2 при $1300^\circ C$ (табл. 1), в температурном диапазоне от 1300 до $800^\circ C$. В расчетах использовался программный пакет *pMELTS* (версия 5.6.1; Ghiorso et al., 2002).

Результаты расчета приведены на рис. 3. Для обоих исходных составов по мере снижения температуры фракционная кристаллизация приводит к существенному обогащению остаточных расплавов кремнеземом. Поведение других литофильных оксидов заметно различается: в расплавах, производных от *ECH*, концентрация всех этих оксидов плавно увеличивается (рис. 3б), а при кристаллизации исходного состава *BK* ниже $1150^\circ C$ в расплаве начинает снижаться содержание Al_2O_3 , а CaO возрастает заметно больше, чем для *ECH* (рис. 3а). При $800^\circ C$ расчетный состав исходно более богатого SiO_2 коматита оказался близким к гранодиориту, тогда как расчет для исходного энстатитового хондрита соответствует граниту (табл. 1). Фазовый состав кумулятов также несколько отличен (рис. 3в, 3г): для обоих исходных расплавов он соответствует троктолиту, но в *BK* при $T < 850^\circ C$ кристаллизуется небольшое количество амфибола.

Расчет полной кристаллизации остаточных расплавов провели по программе *THERIAK-DOMINO* (De Capitani, Petrakakis, 2010) с термодинамической базой данных (Holland, Powell, 2011) (обновление dt62-nov30; <http://dtinkham.net/peq.html>), поскольку она включает важные для гранитоидных систем слюды, пока отсутствующие в программах *MELTS*. Минеральный состав продуктов полной кристаллизации приведен в табл. 2. Состав, соответствующий остаточному расплаву *ECH*, кристаллизуется в кварц-двуполевошпатовый гранит с небольшой примесью биотита и мусковита, а *BK* — в гранодиорит, состоящий из двух полевых шпатов, клинопироксена и кварца с небольшой примесью черной слюды.

Кристаллизация циркона. Минеральный состав продуктов полной кристаллизации остаточного расплава, соответствующего дифференциации *ECH*, хорошо согласуется с составом включений в наиболее древних зернах циркона, изученных в (Bell et al., 2015). Мы использовали состав этого расплава для оценки возможности кристаллизации из него циркона (*Zrn*). Исходная концентрация *Zr* в примитивной мантии по оценке (Palme, O'Neill, 2014) составляет 10.3 г/т. При $800^\circ C$ доля расплава составляет 12 мас. % (табл. 1), т. е. в нем

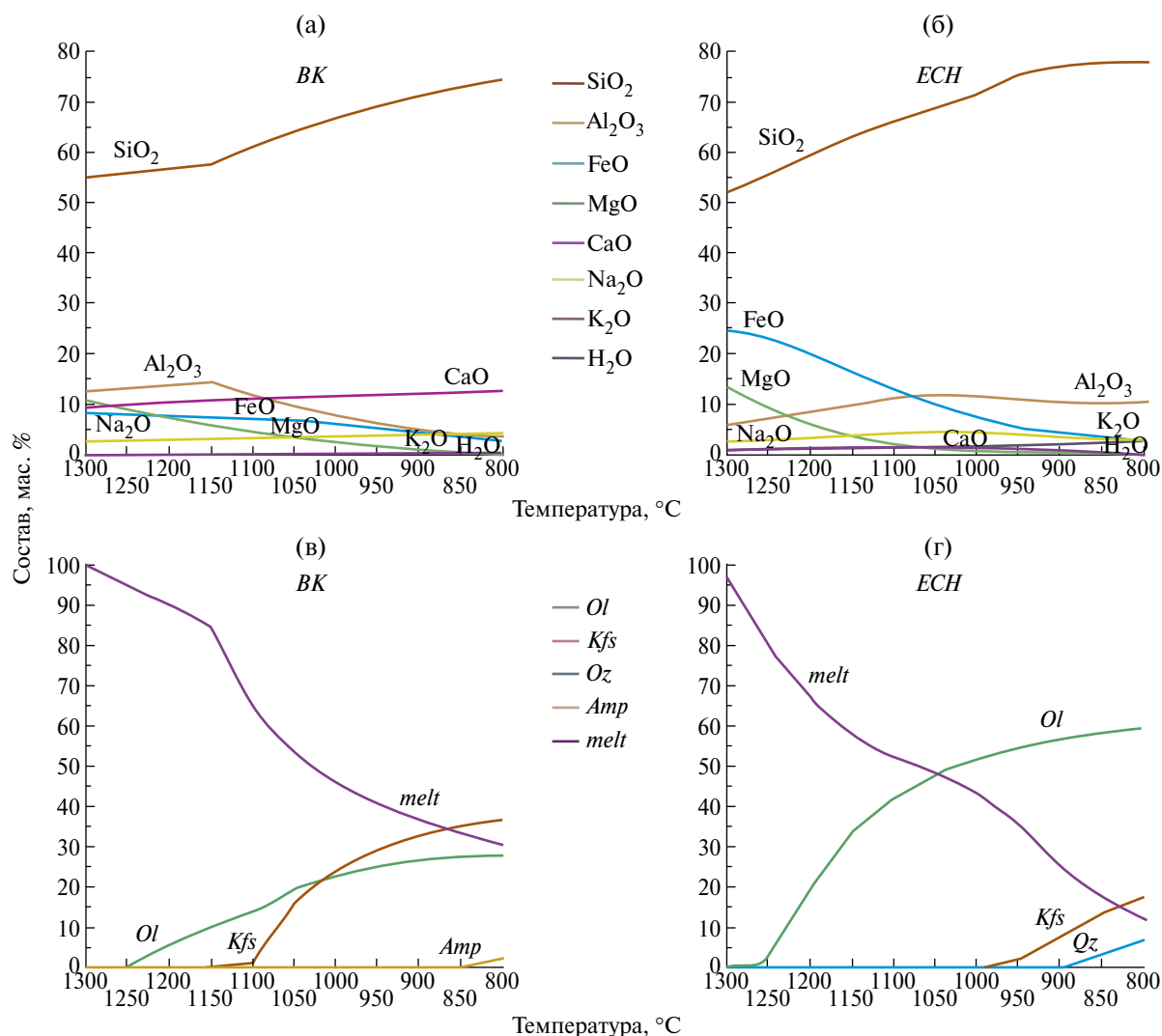


Рис. 3. Эволюция состава расплава (а, б) и фазового состава (в, г) расплавов базальтового коматиита (BK) и энстатитового хондрита (ECH). Начальные составы при $T = 1300^\circ\text{C}$ соответствуют полученным в опытах при $P_{\text{H}_2} = 100$ МПа. Расчет по программе pMELTS (Ghiorso et al., 2002). Аббревиатура минералов на (в), (г) по (Warr, 2021).

максимально (если предположить полностью несовместимое поведение Zr в кумулатах) может накопиться 86 г/т Zr. В соответствии с уравнением растворимости Zrn в силикатных расплавах (Borisov, Aranovich, 2019), этой концентрации Zr недостаточно для начала его кристаллизации (рис. 4).

При дальнейшем снижении температуры Zr накапливается в расплаве, и концентрация насыщения цирконом достигается около 750°C , когда общая доля расплава снижается на 45 отн. %. Если учесть возможность вхождения Zr в плагиоклаз (около 3 г/т) и биотит (около 0.7 г/т) (Bea et al., 2006), температура начала кристаллизации циркона незначительно понизится до 735°C (рис. 4). Оба эти значения температуры существенно выше средней ее оценки ($\sim 680^\circ\text{C}$), полученной

в (Harrison, 2009, 2020) на основе содержания Ti в Zrn. Однако оценка температуры в (Harrison, 2009, 2020) вполне могла быть занижена на $50\text{--}60^\circ\text{C}$, вследствие принятого в этих расчетах допущения о насыщенности расплавов, из которых кристаллизовался Zrn, TiO_2 (т. е. $a_{\text{TiO}_2} = 1$), что далеко не всегда справедливо для кислых расплавов (Borisov, Aranovich, 2020). Тем не менее наши результаты в целом согласуются с результатами оценки температуры кристаллизации наиболее древних зерен Zrn $720\text{--}780^\circ\text{C}$, приведенными в (Bell et al., 2015). Следует отметить, что при $735\text{--}750^\circ\text{C}$ мусковит отсутствует в субликвидусной ассоциации (табл. 2). Его появление во включениях в цирконах Джэк Хиллс, скорее всего, связано с низкотемпературной раскристаллизацией включений кислого водосодержащего материнского расплава, захваченного

Таблица 2. Состав расплавов и фазовый состав (мас. %) в расчетах кристаллизации по программе THERIAK-DOMINO (De Capitani, Petrakakis, 2010)

Компоненты	BK			ECH		
	800°C	750°C	550°C	800°C	750°C	550°C
SiO ₂	67.4	66.7		77.9	74.1	
Al ₂ O ₃	5.4	4.5		10.5	12.6	
CaO	3.9	4.0		2.0	0.1	
MgO	0.1	12.9		0.0	0.0	
FeO	18.6	2.2		0.2	1.5	
Na ₂ O	1.8	5.3		2.5	3.5	
K ₂ O	0.6	0.9		2.8	4.4	
H ₂ O	2.2	3.4		4.1	3.8	
<i>melt</i>	100	21	0	100	64	0
<i>Cord*</i>					4.9	
<i>Pl</i>		26	21		4.1	26
<i>Kfs</i>			3			5
<i>Mu</i>			-			9
<i>Bt</i>			3			6
<i>Qz</i>		29	33		27	54
<i>Amp</i>			27			
<i>Cpx</i>		24	13			

цирконом-хозяином, что подтверждают результаты расчета, приведенные в табл. 2.

Предлагаемая модель образования первого гранитоидного вещества предполагает формирование в Гадее (не позднее 4.4 млрд лет назад), наряду с жидким металлическим ядром, достаточно мощной, не менее 7–8 км, протокрысы основного–ультраосновного состава. Схема ранней эволюции планеты показана на рис. 5.

На самых ранних этапах Земля окружена мощной, преимущественно водородной атмосферой. Вследствие взаимодействия с силикатным веществом магматического океана в ней образуется небольшое количество водяного пара (Olson, Sharp, 2019; Kite et al., 2020), а в магматическом океане происходит выделение металлического железа и начинается формирование ядра (рис. 5а). Длительность существования небулярной атмосферы составляет, по разным оценкам, от 10 до 60 млн лет (Olson, Sharp, 2019 и ссылки там). Ее эрозия сопровождается остыванием планеты и формированием протокрысы, внедрение в которую обогащенных кремнеземом, другими литофильными оксидами и водой расплавов и их последующая дифференциация приводит к появлению первого гранитоидного вещества, из которого кристаллизуется циркон (рис. 5б).

Схема, иллюстрирующая взаимодействие ювенильной водородной атмосферы с магматическим океаном (рис. 5а), близка к схеме, показанной в работе (Young et al., 2023, Fig. 3, stage 3). Однако есть и существенные различия: схема на рис. 5а

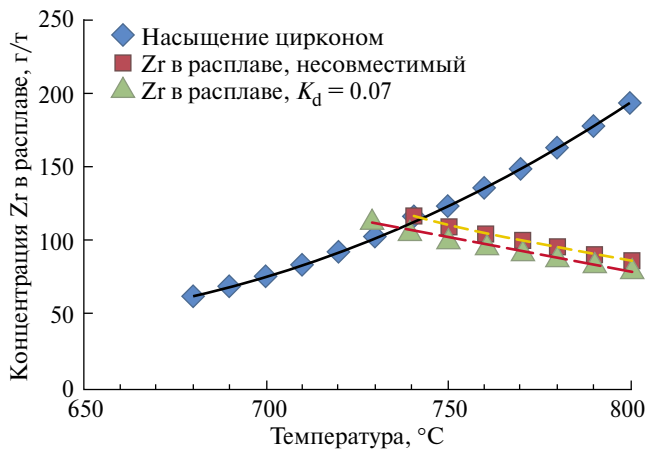


Рис. 4. Расчетные кривые температурной зависимости насыщения расплавов цирконом по (Borisov, Aranovich, 2019) и изменения содержания Zr в расплаве. Точки пересечения кривых характеризуют температуру начала кристаллизации циркона (пояснения см. в тексте).

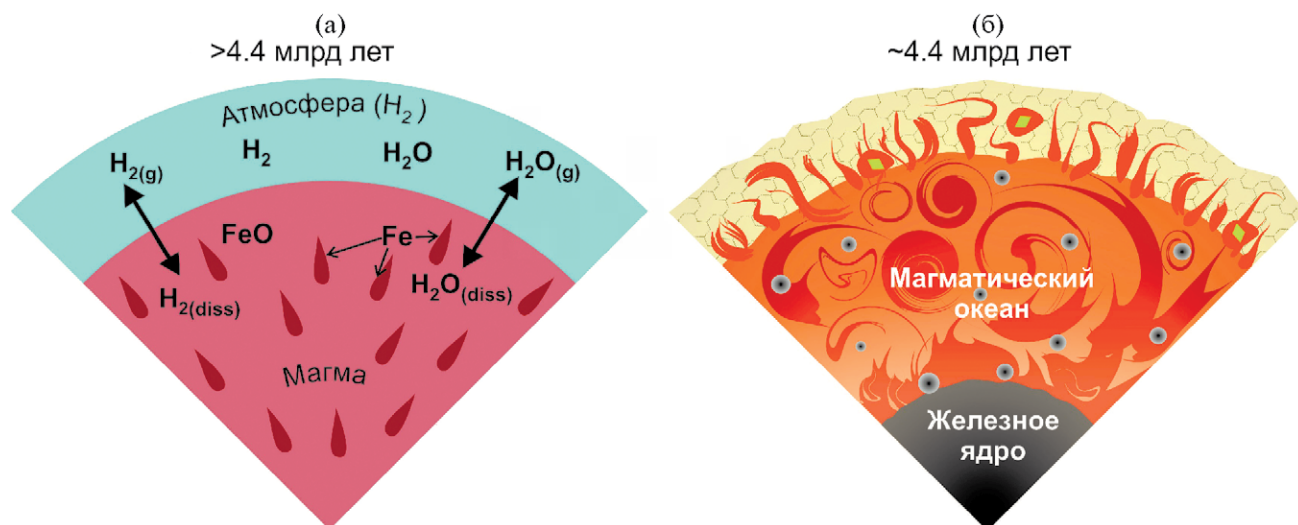


Рис. 5. Схема планетарной эволюции, иллюстрирующая выделение металла из магматического океана под воздействием водорода атмосферы (а) и кристаллизацию циркона (крап в виде ромбов см. (б)) в поздних дериватах магмы, внедрившейся в протокору Земли (б). Подстрочные индексы на (а): (g) — частицы газов в атмосфере, (diss) — частицы летучих, растворенные в магматическом океане.

предполагает взаимодействие силикатного расплава с H_2 и, соответственно, выделение металла и образование H_2O в расплаве (реакция 1), преимущественно на границе раздела с ювенильной атмосферой, т. е. при сравнительно невысоком (хотя и не поддающемся пока строгой оценке) давлении, тогда как в (Young et al., 2023) образование растворенной в расплаве воды происходит по реакциям, отличным от (1), а в силикатном расплаве (мантии) увеличение содержания FeO происходит только на границе с ядром за счет реакций, обратных (1). Основная причина этих различий заключается в принятом в (Young et al., 2023) начальном состоянии $\log fO_2 \approx IW-5.8$, которое предполагает наличие металлического железа и очень низкое содержание FeO в силикатном расплаве на самых ранних стадиях формирования планеты (Yang et al., 2023, Fig. 3, stages 1, 2).

Минеральный состав продуктов полной кристаллизации остаточного расплава, соответствующего дифференциации *БК*, сильно отличается от состава включений в цирконе по данным (Bell et al., 2015; Harrison, 2009, 2020), что позволяет исключить расплав, производный от *БК*, как источник первого сиялического вещества. Поскольку коматииты рассматриваются как продукты высоких степеней плавления верхней мантии в условиях высокой потенциальной температуры, характерной для раннего архея (Barnes, Arndt, 2019 и ссылки там), можно с определенной осторожностью сделать вывод, что гадейские цирконы образовались до формирования устойчивого расслоения мантии.

ВЫВОДЫ

Проведенные эксперименты и основанные на них расчеты показывают, что расплавы, образующиеся при выделении металлической фазы из силикатного магматического океана в результате взаимодействия с богатой водородом атмосферой, заметно обогащаются кремнеземом, литофильными оксидами и водой. При этом, несмотря на высокое давление водорода, вследствие образования воды, растворенной в расплаве, а также частично переходящей в равновесный флюид, не происходит полное восстановление FeO . Равновесная летучесть кислорода примерно на 2 лог. ед. ниже буфера железо—вюстит ($\log fO_2 \approx IW-2$).

Фракционная дифференциация расплавов приводит к образованию остаточных магм кислого—среднего состава. Минеральная ассоциация, соответствующая полной кристаллизации остаточного расплава, образующегося из исходного энстатитового хондрита, хорошо согласуется с описанной во включениях в наиболее древних цирконах из метаконгломератов Джэк Хиллс. Оценки температуры кристаллизации циркона из этого расплава также хорошо согласуются с результатами расчетов на основе содержания Ti в зернах циркона.

В основе предлагаемой модели образования самого древнего кислого вещества Земли лежит предположение о взаимодействии магматического океана с мощной первичной водородной атмосферой. Модель объясняет образование воды внутренними процессами планетарной эволюции и не требует предварительного формирования гидратированной верхней коры.

Вполне вероятно, что условия проведенных нами экспериментов не вполне соответствуют параметрам, существовавшим на самых ранних этапах формирования Земли. В первую очередь это относится к мощности первичной небулярной атмосферы (т. е. к давлению H_2 на границе атмосфера—магматический океан) и к начальной температуре магматического океана. Оценка этих параметров не представляется возможной. Также неизвестны длительность существования первичной атмосферы и время ее формирования и мощность протокры, необходимой для создания условий, способствующих дифференциации первичной магмы. Тем не менее принципиальные черты предлагаемой модели: низкие значения летучести кислорода при выделении металлического ядра; связанное с выделением металла обогащение силикатного расплава литофильными оксидами и водой; последующая дифференциация магмы вплоть до образования кислого, богатого водой расплава, из которого возможна кристаллизация циркона, очевидно, должны сохраниться независимо от деталей параметров наиболее ранних этапов планетарной эволюции.

Благодарности. Авторы признательны В.В. Ярмолуку за доброжелательный отзыв и А.А. Борисову за критические замечания, способствовавшие улучшению рукописи.

Источники финансирования. Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФ 22-17-00052.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арискин А.А., Борисов А.А., Бармина Г.С. Моделирование равновесия железо—силикатный расплав в базальтовых системах // Геохимия. 1992. № 9. С. 1231–1240.

Борисов А.А. Форма выделений металлического железа в экспериментальных стеклах: не верь глазам своим? // Петрология. 2021. Т. 29. С. 104–109.

Кузьмин М.И., Ярмолук В.В., Гладкочуб Д.П. и др. Геологическая эволюция Земли: от космической пыли до обители человечества. Новосибирск: ГЕО, 2021. 325 с. (Geological evolution of the Earth: From space dust to the home of mankind. Eds. M.I. Kuzmin, V.V. Yarmolyuk, Novosibirsk, 2021. 325 p.).

Маракушев А.А. Происхождение и эволюция Земли и других планет Солнечной системы. М.: Наука, 1992. 208 с.

Amelin Y., Lee D.C., Halliday A. et al. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons // Nature. 1999. V. 399. P. 252–255. <https://doi.org/10.1038/20426>

Aranovich L.Y. Fluid-mineral equilibria and thermodynamic mixing properties of

fluid systems // Petrology. 2013. V. 21. P. 588–599. <https://doi.org/10.1134/S0869591113060027>

Barin I. Thermochemical Data of Pure Substances, Third Edition. New York: VCH Publ., Inc. 1995. 1885 p.

Barnes S. J., Arndt N. T. Distribution and geochemistry of komatiites and basalts through the Archean // Earth's Oldest Rocks. Eds. M.J. Van Kranendonk, V.C. Bennett and J.E. Hoffmann. 2019. P. 103–132. doi:10.1016/b978-0-444-63901-1.00006-x

Bea F., Montero P., Ortega M.A. LA-ICP-MS evaluation of Zr reservoirs in common crustal rocks: Implications for Zr and Hf geochemistry, and zircon-forming processes // Can. Mineral. 2006. V. 44. P. 693–714. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.44.3.693>

Bell E.A., Boehnke P., Hopkins-Wielicki M.D., Harrison T.M. Distinguishing primary and secondary inclusion assemblages in Jack Hills zircons // Lithos. 2015. V. 234. P. 15–26. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2015.07.014> 0024-4937

Borisov A., Aranovich L. Zircon solubility in silicate melts: New experiments and probability of zircon crystallization in deeply evolved basic melts // Chem. Geol. 2019. V. 510. P. 103–112. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.02.019>

Borisov A., Aranovich L. Rutile solubility and TiO_2 activity in silicate melts: an experimental study // Chem. Geol. 2020. V. 556. 119817. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119817>

Borisov A., Behrens H., Holtz F. Ferric/ferrous ratio in silicate melts: A new model for 1 atm data with special emphasis on the effects of melt composition // Contrib. Mineral. Petrol. 2018. V. 173. P. 98. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1524-8>.

Borisova A.Y., Zagrtidenov N.R., Toplis M.J. et al. Hydrated peridotite – basaltic melt interaction Part I: Planetary felsic crust formation at shallow depth // Front. Earth Sci. 2021. V. 9. doi: 10.3389/feart.2021.640464

Burnham A.D., Berry A.J. Formation of the Hadean granites by melting of igneous crust // Nature Geosci. 2017. V. 10. P. 457–462. doi:10.1038/ngeo2942

Carlson R.W., Garçon M., O'Neil J. et al. The nature of Earth's first crust // Chem. Geol. 2019. V. 530. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119321>

Compston W., Pidgeon R.T. Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in Western Australia // Nature. 1986. V. 321. P.766–769.

De Capitani C., Petrakakis K. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software // Amer. Mineral. 2010. V. 95. P. 1006–1016. doi: 10.2138/am.2010.3354

Dauphas N. The isotopic nature of the Earth's accreting material through time // Nature. 2017. V. 541.

P. 521–524.

<https://doi.org/10.1038/nature20830>

Elkins–Tanton L.T. Magma Oceans in the Inner Solar System // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2012. V. 40. P. 113–139.

Frost D.J., McCammon C.A. The redox state of Earth's mantle // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2008. V. 36. P. 389–420.

<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124322>

Ghiorsio M.S., Hirschmann M.M., Reiniers P.W., Kress V.C. The pMELTS: A revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2002. 3U1–U36. <https://doi.org/10.1029/2001GC000217>

Guo F-F., Svetov S., Maier W.D. et al. Geochemistry of komatiites and basalts in Archean greenstone belts of Russian Karelia with emphasis on platinum-group elements // *Mineral. Dep.* 2020. V. 55. P. 971–990. <https://doi.org/10.1007/s00126-019-00909-0>

Harrison T.M. The Hadean crust: evidence from >4 Ga zircons // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2009. V. 37. P. 479–505. doi:10.1146/annurev.earth.031208.100151

Harrison T.M. Hadean Earth. Springer Nature Switzerland AG, 2020. 291 + IX p. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-46687-9>

Hirschmann M.M. Magma oceans iron and chromium redox, and the origin of comparatively oxidized planetary mantles // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2022. V. 328. P. 221–241. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2022.04.005>

Holland T.J.B., Powell R. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // *J. Metamorph. Geol.* 2011. V. 29. P. 333–383. doi: 10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x

Javoy M., Kaminski E., Guyot F. et al. The chemical composition of the Earth: Enstatite chondrite models // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 293. P. 259–268. doi:10.1016/j.epsl.2010.02.033

Kite E.S., Fegley B., Schaefer L. et al. Superabundance of exoplanet sub-neptunes explained by fugacity crisis // *Astrophys. J. Lett.* 2019. V. 887. № 2. <https://doi.org/10.3847/2041-8213/ab59d9>

Kite E.S., Fegley B., Jr., Schaefer L., Ford E.B. Atmosphere origins for exoplanet sub-neptunes // *Astrophys. J. Lett.* 2020. V. 31. P. 624–647. doi: 10.3847/1538-4357/ab6fffb

Kubaschewski O. Iron-binary Phase Diagrams. Berlin: Springer-Verlag, 1982. 194 p. doi.org/10.1007/978-3-662-08024-5

Laurent O., Moyen J-F., Wotzlaw J-F. et al. Early Earth zircons formed in residual granitic melts produced by tonalite differentiation // *Geol.* 2022. V. 50. P. 437–441. <https://doi.org/10.1130/G49232.1>

Olson P.L., Sharp Z.D. Nebular atmosphere to magma ocean: A model for volatile capture during Earth accretion // *PEPI.* 2019. V. 294. 106294. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2019.106294>

O'Neill H.S.C., Pownceby M.I. Thermodynamic data from redox reactions at high temperatures. I. An experimental and theoretical assessment of the electrochemical method using stabilized zirconia electrolytes, with revised values for the Fe–“FeO”, Co–CoO, Ni–NiO and Cu–Cu₂O oxygen buffers, and new data for the W–WO₂ buffer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. V. 114. P. 296–314. <https://doi.org/10.1007/BF01046533>

Palme H., O'Neill H.St.S. Cosmochemical estimates of mantle composition. Treatise on Geochemistry. 2nd Ed. 2014. V. 3. 1–39 p. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00201-1>

Papale P., Moretti R., Barbato D. The compositional dependence of the saturation surface of H₂O + CO₂ fluids in silicate melts // *Chem. Geol.* 2006. V. 229. P. 78–95. doi:10.1016/j.chemgeo.2006.01.013

Persikov E.S., Bukhtiyarov P.G., Aranovich L.Y. et al. Experimental modeling of formation of native metals (Fe, Ni, Co) in the Earth's Crust by the interaction of hydrogen with basaltic melts // *Geochem. Int.* 2019. V. 57. P. 1035–1044. <https://doi.org/10.1134/S001670291910008213>

Persikov E.S., Bukhtiyarov P.G., Aranovich L.Y., Shchekleina M.D. Features of basaltic melt-hydrogen interaction at hydrogen pressure 10–100 MPa and temperature 1100–1250°C // *Chem. Geol.* 2020. V. 556. 119829. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119829>

Sugimoto H., Fukai Y. Solubility of hydrogen in metals under high hydrogen pressures: thermodynamical calculations // *Acta Metal. Mater.* 1992. V. 40. P. 2327–2336. doi:10.1016/0956-7151(92)90151-4

Warr L.N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineral. Mag.* 2021. V. 85. P. 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>

Young E.D., Shahar A., Schlichting H.E. Earth shaped by primordial H₂ atmospheres // *Nature.* 2023. V. 616. P. 306–311. <https://doi.org/10.1038/s41586-023-05823-023>

Origin of the Earth's first felsic material: A Hydrogen Perspective?

L. Y. Aranovich^{1, 2}, E. S. Persikov², P. G. Bukhtiyarov², A. N. Koshlyakova^{1, 3}, N. M. Lebedeva¹

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia*

²*D.S. Korzhinsky Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia*

³*V.V. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia*

“The only thing we know for certain is that (Hadean Earth) produced and somehow preserved the mineral zircon (ZrSiO₄).” (Harrison, 2009).

We present experimental results on melting model basalt komatiite (*BK*) and enstatite chondrite (*ECH*) compositions at temperature $T = 1300^\circ\text{C}$ and hydrogen pressure $P_{\text{H}_2} = 100$ МПа. The experiments model interaction of Magma Ocean with the early Earth hydrogen atmosphere. The experiment products consist of silicate glasses (quenched melts) that are considerably depleted in FeO but enriched in lithophile oxides and H₂O, and the iron phase with minor amounts of Si and O. Estimated equilibrium oxygen fugacity in the runs is approximately 2 log units below that of the Fe-FeO buffer. Calculations of fractional crystallization of the experimental melt demonstrate that the final products correspond to granodiorite consisted of two feldspars, clinopyroxene and quartz with minor biotite for the initial *BK* composition, and quartz-two feldspars-two mica granite for the initial *ECH*. It is shown that differentiation of the *ECH* may result in crystallization of zircon in a range $T = 730\text{--}750^\circ\text{C}$. A model assuming interaction of magma ocean with a thick nebular hydrogen atmosphere with subsequent differentiation explains the formation of silica-rich water bearing melts by internal processes of planetary evolution, and does not invoke pre-conditioning of forming hydrated proto-crust.

Keywords: hydrogen pressure, melting experiment, komatiite, chondrite, felsic crust, Hadean zircon

УДК 552.2:551.72 (571.5)

К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНОСТИ ДИСКРИМИНАЦИИ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ И ВНУТРИПЛИТНЫХ ГРАНИТОИДОВ А-ТИПА ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2025 г. С. Д. Великославинский¹*, А. Б. Котов¹, Е. В. Толмачева¹,
Д. П. Крылов¹, Т. М. Сковитина²

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

*e-mail: sd1949@yandex.ru

Поступила в редакцию 11.04.2024 г.

После доработки 30.05.2024 г.

Принята к публикации 16.06.2024 г.

На основе результатов дискриминантного анализа близких по геохимическим характеристикам выборок фанерозойских внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа предлагается диаграмма, позволяющая типизировать, по крайней мере, часть образцов А-гранитоидов. Показана применимость предложенной диаграммы для типизации не только фанерозойских, но и докембрийских гранитоидов А-типа.

Ключевые слова: дискриминантный анализ, внутриплитные гранитоиды А-типа, постколлизийные гранитоиды А-типа, геохимия

DOI: 10.31857/S0869590325010051 **EDN:** VDQWCX

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время геохимические инструменты, позволяющие различать гранитоиды А-типа, сформированные во внутриплитной и постколлизийной обстановках, отсутствуют. Однако ряд исследователей полагают, что это можно сделать с помощью тройных диаграмм Г.Н. Эби (Eby, 1992) и А.В. Гребенникова (2014). Следует отметить, что авторы упомянутых диаграмм не пытались решить эту задачу и, более того, указывали на то, что к геодинамическим интерпретациям, основанным на применении этих диаграмм, следует относиться с крайней осторожностью. Так, Г.Н. Эби включил в группу А₂-типа анорогенные (внутриплитные) гранитоиды одного из сателлитов Выборгского массива гранитов-рапакиви и предполагал (и был прав в своем предположении), что группе А₂-типа могут соответствовать и гранитоиды внутриплитных обстановок (рис. 1а–1в). А.В. Гребенников к группе А₂-типа также отнес ряд внутриплитных гранитоидов, в частности гранитоиды континентальных горячих точек (например, Йеллоустон) и ряда континентальных рифтов. Рисунок 1г демонстрирует, что фигуративные точки составов внутриплитных гранитоидов попадают как в поле А₁-типа, так и в поле А₂-типа. Таким образом, упомянутые

диаграммы не позволяют дискриминировать гранитоиды внутриплитных и постколлизийных обстановок, а группы А₁ и А₂ в понимании Г.Н. Эби и А.В. Гребенникова, по-видимому, следует рассматривать только как геохимические подтипы гранитоидов А-типа.

В связи с этим представляется небезынтересным оценить возможность подразделения очень близких по геохимическим характеристикам (рис. 2) внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа с помощью дискриминантного анализа.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Главным источником геохимической информации для составления обобщенной выборки гранитоидов А-типа (интрузивные разности и вулканиты) послужила база данных GEOROC (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>), в которой хранятся многочисленные опубликованные преимущественно в рецензируемых изданиях геохимические данные для магматических пород. В меньшей степени использованы не вошедшие в нее опубликованные данные о химическом составе гранитоидов. В базе данных GEOROC отсутствует возможность выбрать гранитоиды конкретного типа или той или иной геодинамической

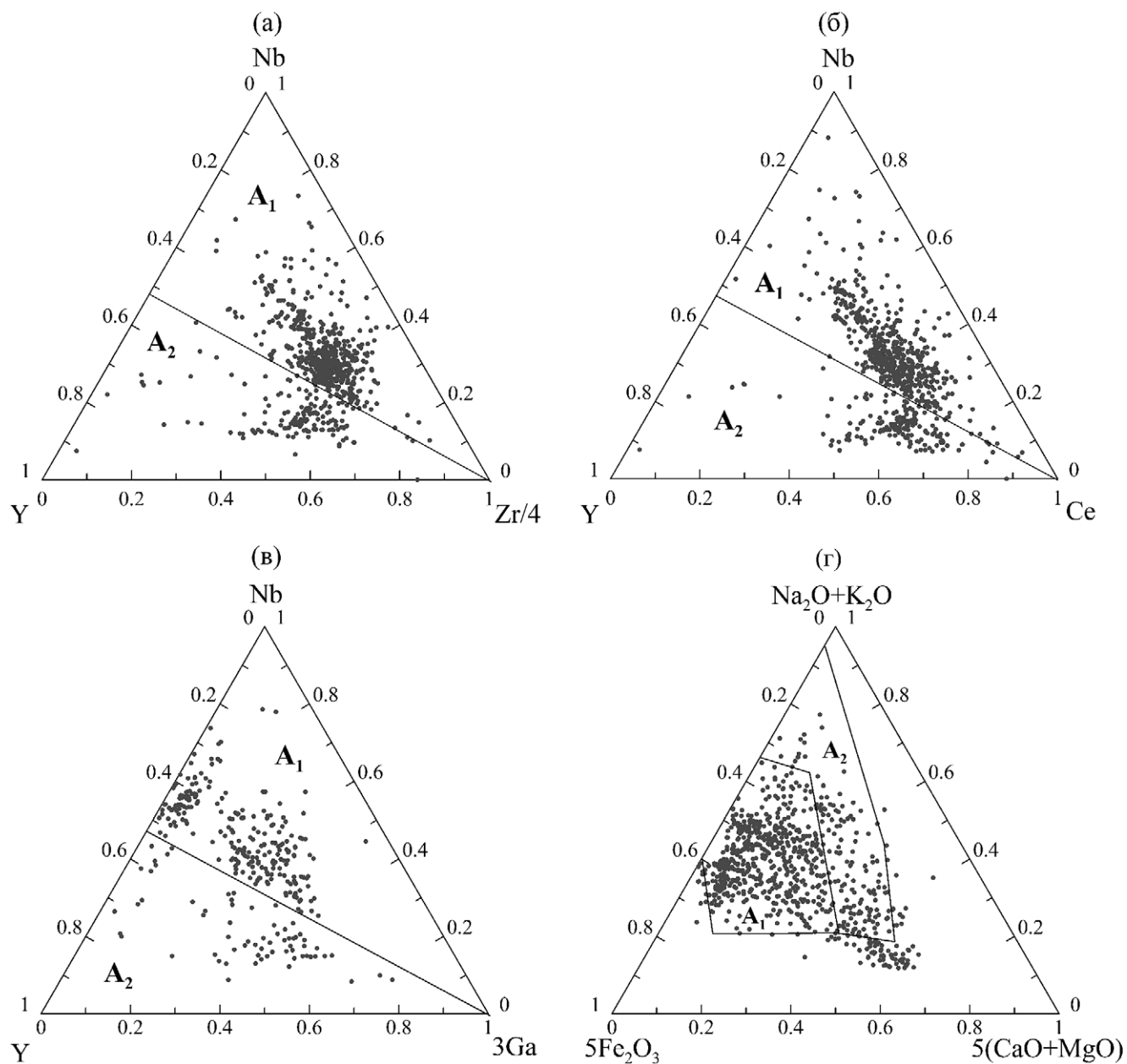


Рис. 1. Дискриминантные диаграммы, разделяющие гранитоиды A₁- и A₂-типов, с фигуративными точками внутриплитных гранитоидов А-типа (гранитоиды магматических провинций Парана (12774, 14432, 15031, 17543, 21646, 22077, 22838, 23186, 2465, 2651, 4760, 6404, 7504, 10321), Этендека (10395, 15916, 1800, 2752, 4639, 4755, 4761, 6919, 1793), Декан (10412, 1789, 1870, 1920, 1932, 1970, 1971, 23358, 24288, 6485, 1920, 18028,) и Эмейшань (14079, 14602, 15087, 18506, 19580, 19580, 21428, 21566, 22297, 14079, 14602, 12064); Восточно-Африканской (10543, 11646, 12263, 13166, 14226, 16964 20947, 21827, 22442, 22828, 22856, 2852 4940, 7625, 7885, 8059, 8061 8101, 8111, 8314, 8582, 8583, 9648, 9700, 9726, 9751, 14226, 18206, 20693, 20042, 2855), Мид-Африканской (12784, 14572, 17079, 17310, 18535, 18574, 19289, 19912, 19957, 22346, 23443, 24153, 7606, 7609, 7834, 8042, 8099, 21881) и Западно-Антарктической (10064, 10315, 13387, 17911, 20561, 8053, 9969, 9970 9979, 9981, 9983) рифтовых систем, данные GEOROC).

(а) – диаграмма Y–Nb–Zr/4, г/г (Eby, 1992); (б, в) – диаграммы Y–Nb–Ce, г/г (б) и Y–Nb–3Ga, г/г (в) (Eby, 1992); (г) – диаграмма 5Fe₂O₃–(Na₂O + K₂O)–5(CaO + MgO), молекулярные количества (Гребенников, 2014). На всех диаграммах показаны фигуративные точки образцов с содержанием SiO₂ > 67 мас. %. С целью минимизации списка литературы ссылки на источники даны в формате Geogoc ID, позволяющем легко находить первоисточники в соответствующей базе данных.

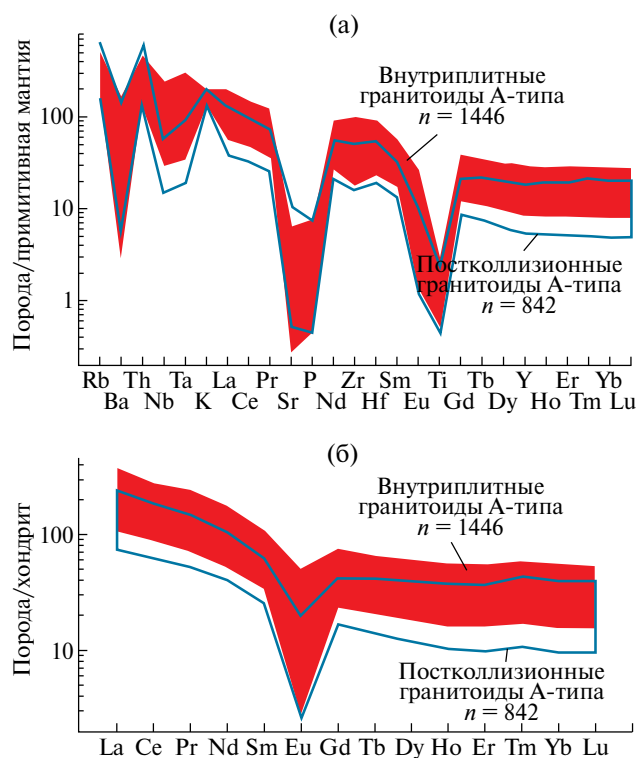


Рис. 2. Спайдердиаграммы, нормированные по примитивной мантии (а, б) (Sun, McDonough, 1989) и хондриту (в, г) (Taylor, McLennan, 1985), с полями состава эталонных выборок внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа. Поля составов ограничены 10- и 90-квантилями.

обстановки. Поэтому в качестве первого шага было необходимо выделить из всего многообразия гранитоидов группу гранитоидов А-типа.

Очевидно, что для этой цели должны быть в первую очередь использованы критерии, предложенные в работе (Whalen et al., 1987), определяющие гранитоиды А-типа. Из этих критериев чаще всего используются соотношения $(\text{Ce} + \text{Nb} + \text{Zr} + \text{Y}) > 350$ г/т и $\text{Ga}/\text{Al} > 2.6$. Причем второй критерий применяется реже, поскольку содержание Ga определено не для всех образцов гранитоидов А-типа, присутствующих в базе данных. Безусловно, оба критерия следует рассматривать как необходимое условие для отнесения гранитоидов к А-типу, но не достаточное. Так, при попытке выделить гранитоиды ($\text{SiO}_2 > 60$ мас. %) А-типа только по этим критериям оказывается, что в эту группу попадает достаточно много гранитоидов с геохимическими характеристиками, им не свойственными. В частности, это обогащенные Zr, РЗЭ и Y низкощелочные гранитоиды, гранитоиды с высокими содержаниями Ca или Mg, а также ряд гранитоидов с адакитоподобным распределением РЗЭ. Из этого следует необходимость введения дополнительных ограничений,

касающихся, по крайней мере, содержаний CaO, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, MgO или FeO.

Для отбраковки высококальциевых гранитоидов мы использовали параметр $\ln \text{CaO} < (-0.115 \times \text{SiO}_2 + 8.84)$ (уравнение разграничительной линии между полями А-типа и известково-щелочных гранитоидов на диаграмме SiO_2 —CaO (Patino-Douce, 1997)). А для количественной оценки последующих ограничений случайным образом была составлена достаточно представительная ($n = 2625$) выборка гранитоидов, которые авторами соответствующих публикаций были идентифицированы как гранитоиды А-типа (компиляция из более 190 источников, перечисление которых в рамках настоящей публикации представляется нецелесообразным). Эта выборка, в которую вошли геохимические данные из многочисленных работ, включает далеко не полный перечень известных к настоящему времени гранитоидов А-типа, но, безусловно, отражает представления исследователей об их химическом составе. Выборка достаточно однородна, но в ней присутствует около 5% образцов с аномально низкими содержаниями щелочей, FeO, низким значением $\text{Ga}/\text{Al} < 2.6$, $(\text{Ce} + \text{Nb} + \text{Zr} + \text{Y}) < 350$ г/т и высоким содержанием MgO. В связи с этим следует ограничивать минимальные содержания ряда элементов 5%, а максимальные — 95% квантилями. Таким образом, для геохимической идентификации гранитоидов А-типа были введены следующие критерии: 1) $(\text{Ce} + \text{Nb} + \text{Zr} + \text{Y}) > 325$ г/т; 2) $\text{Ga}/\text{Al} > 2.4$; 3) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 0.119 \times \text{SiO}_2 - 2.13$ мас. %; 4) $\ln \text{CaO} < (-0.115 \times \text{SiO}_2 + 8.84)$; 5) $\text{MgO} < -0.11 \times \text{SiO}_2 + 8.832$ мас. %; 6) $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) > 0.75$; 7) $\text{Y} > 17$ г/т и $\text{Yb} > 1.5$ г/т. Введение дополнительных критериев не решает всех проблем геохимической идентификации гранитоидов А-типа. В частности, при таком подходе в выделяемую группу гранитоидов А-типа могут попасть отдельные образцы гранитоидов из массивов, гранитоиды которых в целом не соответствуют этому типу, и, наоборот, некоторые образцы из массивов гранитоидов А-типа могут быть отбракованы. Однако в данном случае важно отметить, что предлагаемый подход позволил из всего многообразия гранитоидов выделить достаточно однородную группу с отчетливо выраженными геохимическими характеристиками гранитоидов А-типа, представленную вполне сопоставимыми между собой по своим геохимическим характеристикам внутриплитными и постколлизийными гранитоидами. Сформированная таким образом выборка гранитоидов А-типа классифицировалась на внутриплитные и постколлизийные гранитоиды. Для этой цели использовались первоисточники.

В подгруппу внутриплитных гранитоидов А-типа (интрузивные разности и вулканы) включены фанерозойские плюмовые и/или рифтогенные магматические породы крупных

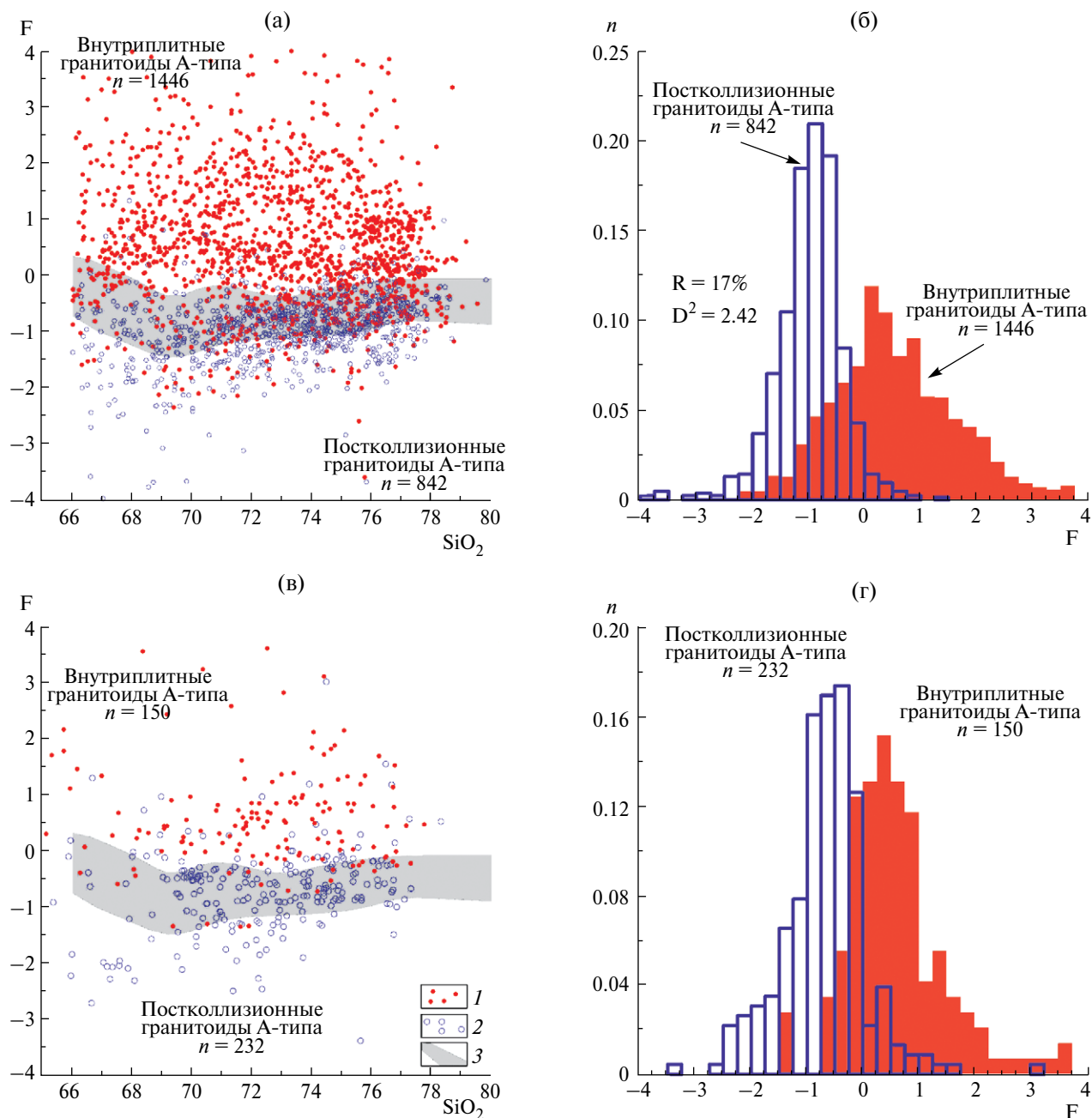


Рис. 3. Результаты дискриминантного анализа сравниваемых выборок внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа ($\text{SiO}_2 > 66$ мас. %).

(а) — диаграмма SiO_2 — F с фигуративными точками внутриплитных (1) и постколлизийных (2) гранитоидов; (б) — распределение значений F для сравниваемых выборок внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа; (в) — диаграмма SiO_2 — F с фигуративными точками внутриплитных (1) и постколлизийных (2) гранитоидов контрольных выборок; (г) — распределение значений F для контрольных выборок внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа.

n — относительная частота встречаемости, D^2 — расстояние Маханалябиса, R — средневзвешенный риск неправильной классификации; $F = 0.17\text{SiO}_2 + 3.52\text{TiO}_2 + 0.11\text{FeO}^* - 1.67\text{MgO} + 0.55\text{CaO} + 0.21\text{K}_2\text{O} - 0.0018\text{Rb} - 0.0024\text{Sr} - 0.0075\text{Y} + 0.0178\text{Nb} + 0.0004\text{Ba} + 0.0162\text{Sm} + 0.1333\text{Yb} - 0.0469\text{Hf} - 0.0109\text{Th} - 15.62$; $\text{FeO}^* = 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$; петрогенные элементы даны в мас. %, малые элементы — в г/т. 1 — внутриплитные гранитоиды, 2 — постколлизийные гранитоиды, 3 — область неопределенности, ограниченная 5- и 95-м квантилями распределения значений F для постколлизийных и внутриплитных гранитоидов соответственно.

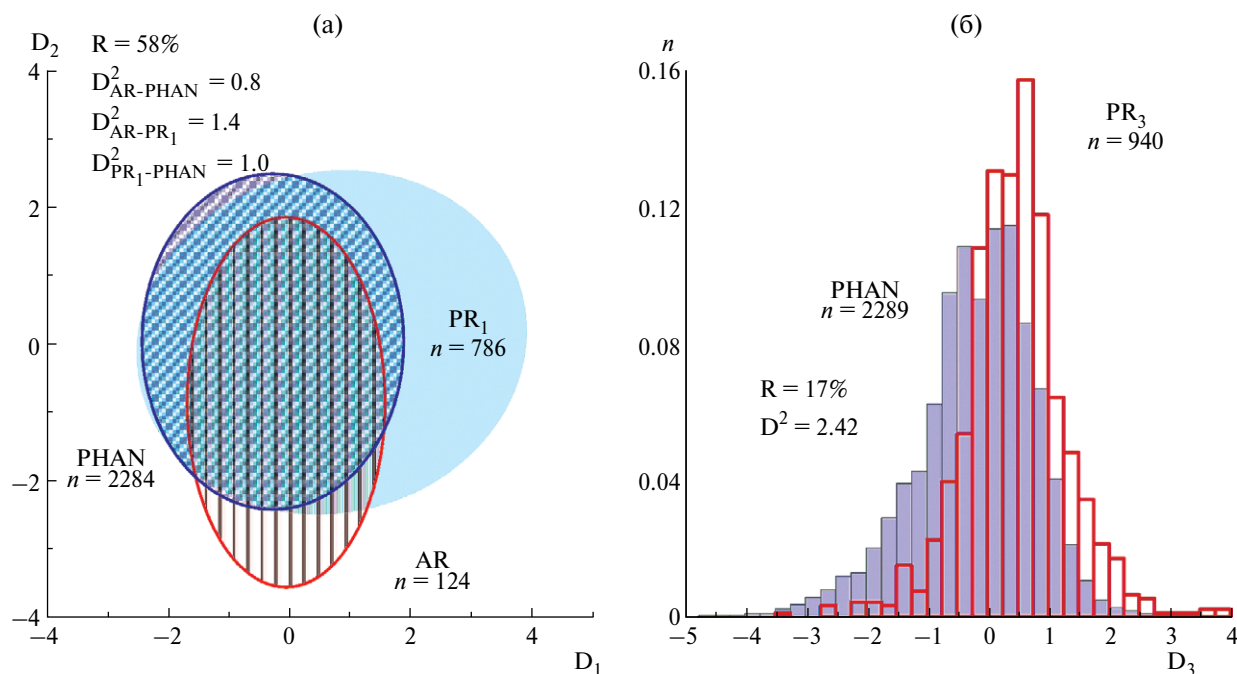


Рис. 4. Результаты дискриминантного анализа докембрийских и фанерозойских гранитоидов А-типа.

(а) — диаграмма D_1 – D_2 с 95%-ми эллипсами распределения фигуративных точек архейских (АР), палеопротерозойских (PR₁) и неопротерозойских (PR₃) гранитоидов А-типа; (б) — распределение значений дискриминантной функции D_3 , разделяющей неопротерозойские (PR₃) и фанерозойские (PHAN) гранитоиды А-типа.

$D_1 = -0.04\text{SiO}_2 - 1.18\text{TiO}_2 + 0.04\text{FeO}^* + 0.09\text{MgO} + 0.64\text{CaO} + 0.32\text{K}_2\text{O} - 0.00003\text{Rb} - 0.0029\text{Sr} + 0.0075\text{Y} + 0.0013\text{Nb} + 0.0014\text{Ba} + 0.009\text{Sm} - 0.058\text{Yb} + 0.00011\text{Hf} + 0.017\text{Th} - 0.65$;

$D_2 = -0.36\text{SiO}_2 - 0.12\text{TiO}_2 - 0.26\text{FeO}^* - 2.34\text{MgO} - 0.78\text{CaO} + 0.05\text{K}_2\text{O} + 0.0006\text{Rb} - 0.002\text{Sr} + 0.001\text{Y} - 0.00055\text{Nb} - 0.00007\text{Ba} + 0.008\text{Sm} + 0.008\text{Yb} + 0.00003\text{Hf} + 0.009\text{Th} + 27.98$;

$D_3 = -0.05\text{SiO}_2 - 2.38\text{TiO}_2 - 0.33\text{FeO}^* + 1.6\text{MgO} + 0.47\text{CaO} + 0.18\text{K}_2\text{O} - 0.003\text{Rb} + 0.003\text{Sr} + 0.027\text{Y} - 0.012\text{Nb} - 0.001\text{Ba} + 0.006\text{Sm} - 0.15\text{Yb} + 0.04\text{Hf} - 0.014\text{Th} + 4.24$;

$\text{FeO}^* = 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$; содержания главных элементов даны в мас. %, малых элементов — в г/т. Остальные обозначения см. на рис. 2.

магматических провинций: Парана (около 130 млн лет), Декан (около 65 млн лет), Серкум–Парана (130 млн лет), Эмейшань (около 260 млн лет), Тарим (270–290 млн лет), Мадагаскар (около 90 млн лет), Эфиопское плато (0–30 млн лет), Кару и Феррар (около 180 млн лет), Йеллоустон (0–20 млн лет) и др.; континентальных рифтов: Восточно-Африканский рифт (0–30 млн лет), Мидафриканская рифтовая система (0 млн лет), Западно-Антарктическая рифтовая система (0–30 млн лет), рифтовая система Южной Монголии (200–290 млн лет), Исландии (0–15 млн лет) и ряда океанических островов: Канарские острова (0–15 млн лет), Маркизовы острова (0–4 млн лет), Азорские острова (0–2 млн лет) и др.

В подгруппу постколлизийных гранитоидов А-типа (интрузивные разности и вулканы) включены фанерозойские магматические породы, которые по данным авторов соответствующих публикаций формировались в обстановках постколлизийного растяжения, коллапса орогена или обстановки slab-break-off. Группа постколлизийных

гранитоидов представлена кайнозойскими породами Альпийского-Гималайского пояса, герцинскими образованиями Европейского орогенного пояса, разновозрастными образованиями Центрально-Азиатского подвижного пояса и ряда других мобильных поясов. С гранитоидами А-типа часто связаны месторождения Sn, Ta, Nb, Zr и РЗЭ. Для этих гранитоидов характерны anomalously высокие содержания этих элементов. Алгоритм дискриминантного анализа предусматривает операции с корреляционными матрицами, а anomalously величины в используемых переменных могут существенно исказить коэффициенты корреляции, что, соответственно, сказывается на значениях коэффициентов дискриминантной функции; образцы с $(\text{Ce} + \text{Nb} + \text{Zr} + \text{Y}) > 2500$ г/т в формируемые выборки не включались.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Геохимические характеристики подготовленных для дискриминации (эталонных) выборок

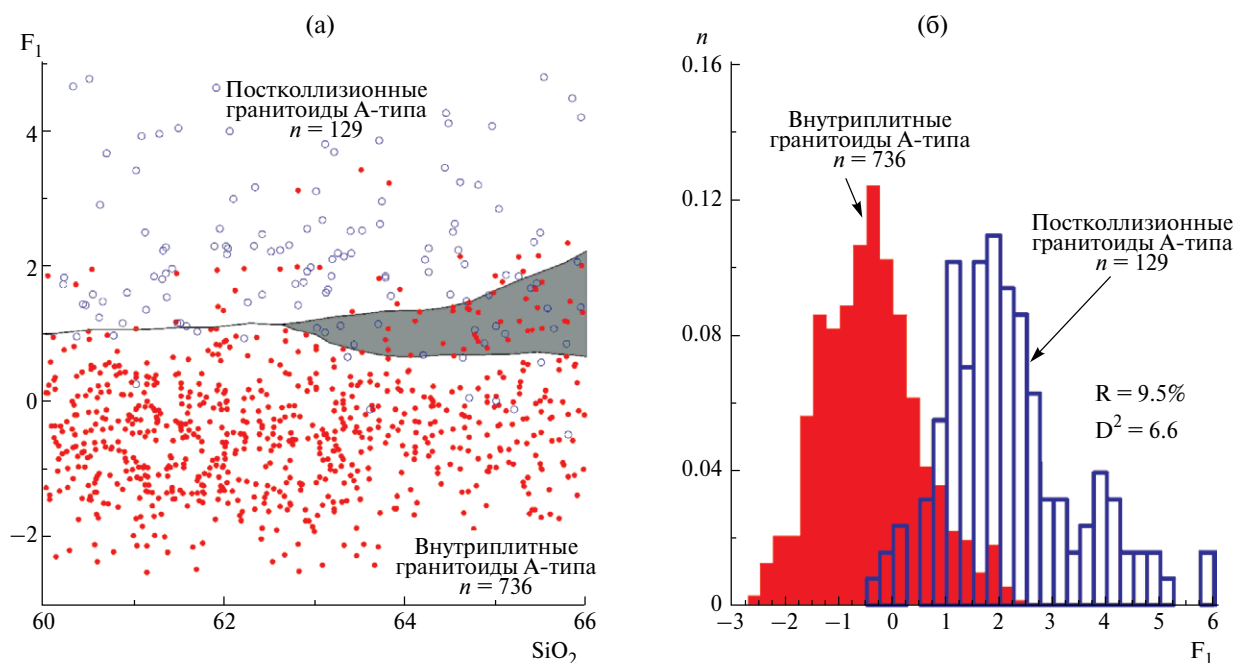


Рис. 5. Результаты дискриминантного анализа выборок внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа ($60 < SiO_2 < 66$ мас. %).

(а) — диаграмма SiO_2 — F_1 с фигуративными точками внутриплитных и постколлизийных гранитоидов; (б) — распределение значений F_1 для выборок внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа. Область неопределенности ограничена 5- и 95-м квантилями распределения значений F_1 для постколлизийных и внутриплитных гранитоидов соответственно.

$F_1 = 0.125Na_2O + 0.00076Sr + 0.00837Rb - 0.0033Nb + 1.11MgO - 1.79TiO_2 - 0.00093Zr - 0.30K_2O - 0.12FeO^* + 0.00033Ce - 0.1032Yb + 0.14CaO + 0.0059Nd - 0.0951Eu + 0.0053Y + 2.90$. Условные обозначения см. на рис. 3.

внутриплитных и постколлизийных гранитоидов практически одинаковы (рис. 2), что весьма ограничивает применение традиционных спайдер-диаграмм для их подразделения. Поэтому для этой цели был применен линейный дискриминантный анализ, который предполагает многочисленные варианты решений, обусловленные вариациями набора химических элементов, участвующих в математической обработке данных. В процессе поиска оптимальных решений было выявлено, что качество дискриминации зависит от содержания SiO_2 . Так, различия в химическом составе сравниваемых групп гранитоидов с содержанием SiO_2 менее 65–66 мас. % существенно больше, чем для более кислых разновидностей. Однако эти различия нивелируются при сопоставлении полных ($SiO_2 > 60$ мас. %) выборок внутриплитных и постколлизийных гранитоидов. Поэтому дискриминантный анализ проведен по отдельности как для гранитоидов с содержанием $SiO_2 < 66$ мас. %, так и для гранитоидов с содержанием $SiO_2 > 66$ мас. %.

Рассмотрим возможность подразделения наиболее представительных групп гранитоидов с содержанием $SiO_2 > 66$ мас. %.

В результате анализа нескольких вариантов, представляется, что оптимальным решением

подразделения внутриплитных и постколлизийных гранитов А-типа с содержанием $SiO_2 > 66$ мас. % (вполне удовлетворительная дискриминация сравниваемых выборок при минимальном количестве переменных) является дискриминантная функция F и построенная на ее основе диаграмма (рис. 3). Значительная часть фигуративных точек постколлизийных гранитоидов (около 60%) локализована в области неопределенности, в то время как большая часть фигуративных точек внутриплитных гранитоидов (около 80%) выходит за ее пределы. Таким образом, эта дискриминантная функция позволяет идентифицировать в первую очередь внутриплитные гранитоиды. Эффективность распознавания постколлизийных гранитов значительно ниже, поскольку большая часть их фигуративных точек находится в области неопределенности. В целом полученные результаты показывают, что надежное подразделение внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа только по геохимическим данным в связи с близостью химического состава сравниваемых выборок невозможно. Однако в ряде конкретных случаев эта диаграмма может оказаться полезной, поскольку существенная часть фигуративных точек внутриплитных гранитоидов и некоторая часть

постколлизийных гранитоидов локализованы вне области неопределенности.

Предлагаемая дискриминантная диаграмма основана на результатах обработки геохимических данных для фанерозойских гранитоидов А-типа. Поэтому применимость этой диаграммы для типизации докембрийских гранитоидов А-типов не очевидна. Не исключено, что химический состав докембрийских и, в первую очередь, архейских гранитоидов А-типа, значительно отличается, в частности, вследствие увеличения разнообразия источников формирования фанерозойских гранитоидов по сравнению с архейскими. В связи с этим с помощью дискриминантного анализа с использованием того же набора переменных, что и для расчета дискриминантной функции F (рис. 3а, 3б), проведено сравнение архейских, палео- и неопротерозойских гранитоидов А-типа. Согласно результатам дискриминантного анализа (рис. 4), значимые отличия в химическом составе сравниваемых гранитоидов отсутствуют, что, в свою очередь, обосновывает применимость диаграммы SiO_2 – F (рис. 3а, 3б) для типизации докембрийских гранитоидов А-типа.

Оценка достоверности распознавания внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа с помощью диаграммы SiO_2 – F (рис. 3а, 3б) проведена с использованием контрольных выборок преимущественно неопротерозойских гранитоидов.

В контрольную выборку внутриплитных гранитоидов ($n = 154$) включены: неопротерозойские гранитоиды, сформированные в условиях рифтинга суперконтинента Родиния ($n = 71$) по данным (Frimmel et al., 2001; Ling et al., 2003; Tollo et al., 2004; Li et al., 2008; Wang et al., 2010; Zhang et al., 2019); плюмовые и рифтогенные неопротерозойские гранитоиды Аравийско-Нубийского щита ($n = 23$) по данным (Mushkin et al., 2003; El-Bialy, Hassen, 2012) и Таримского кратона ($n = 5$) по данным (Wang et al., 2015); палеопротерозойские гранитоиды Балтийского щита ($n = 35$), в том числе рапакиви Выборгского и Салминского плутонов по данным (Ларин, 2011; Naapala et al., 2005; Kärenlampi et al., 2019) и Северо-Китайского кратона ($n = 10$) по данным (Deng et al., 2020), а также фанерозойские гранитоиды ($n = 10$) по данным (Zhang et al., 2015; Vincent et al., 2022).

В контрольную выборку постколлизийных гранитоидов А-типа ($n = 232$) включены неопротерозойские гранитоиды Аравийско-Нубийского щита ($n = 120$) по данным (Mohamed, 1997; Azer et al., 2011; Moghazi et al., 2011; Moghazi et al., 2012; Mouftia et al., 2013; Moreno et al., 2014; Basta et al., 2017; Abuamarah et al., 2021); мобильных поясов Бразилии ($n = 53$) по данным (Matos et al., 2002; Skieresz, 2015; Florisbal et al., 2009; Sommer et al., 2006; Matte et al., 2016); Африки ($n = 28$) по данным (Couzinie et al., 2020; Asrat, Barbey, 2003;

Goodenough et al., 2010); Индии ($n = 12$) по данным (Wang et al., 2018), а также палеопротерозойские граниты кодарского комплекса ($n = 19$) Алданского щита (Larin et al., 2021).

Критерии, использованные для эталонных и контрольных выборок, одинаковы.

Результаты теста (рис. 3в, 3г) сводятся к следующему. Из 154 образцов внутриплитных гранитоидов А-типа контрольной выборки два образца (1%) определены неправильно, 22 (14%) не классифицированы (попали в область неопределенности), а 130 (84%) определены правильно. Из 232 образцов орогенных гранитоидов контрольной выборки правильно распознаны 46 образцов (20%), 33 образца (14%) определены неправильно, а большая часть образцов (66%) не классифицированы. Таким образом, результаты теста практически соответствуют результатам дискриминантного анализа эталонных выборок.

Объемы эталонных выборок гранитоидов А-типа с содержанием $60 < \text{SiO}_2 < 66$ мас. % существенно меньше, чем для более кислых разновидностей и составляют 736 и 129 образцов для внутриплитных и постколлизийных гранитоидов соответственно. Принимая во внимание относительно низкую представительность, в первую очередь выборки постколлизийных гранитоидов, дискриминантную диаграмму SiO_2 – F_1 (рис. 5) следует рассматривать как сугубо предварительную.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главные выводы проведенного исследования сводятся к следующему:

1. В связи с близостью геохимических характеристик внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа возможность создания полноценной тектоно-магматической диаграммы, позволяющей надежно распознавать эти обстановки только по геохимическим характеристикам гранитоидов с содержанием $\text{SiO}_2 > 66$ мас. %, по крайней мере, на основе собранных авторами данных представляется малоперспективной. Однако нельзя исключать и того, что появление новых геологических и геохимических данных, а также комплексирование геохимических и изотопно-геохимических данных позволит изменить ситуацию к лучшему (представляется, что вклад коровой составляющей в источники постколлизийных гранитоидов в целом выше, чем в источники внутриплитных гранитоидов).

2. Тем не менее на основании результатов дискриминантного анализа составленных выборок фанерозойских внутриплитных и постколлизийных гранитоидов А-типа предлагается диаграмма, позволяющая реконструировать геодинамические обстановки формирования для некоторой части

образцов гранитоидов А-типа. Эффективность распознавания принадлежности анализируемых объектов к внутриплитным или постколлизийным гранитоидам существенно повышается, если среди них присутствуют гранитоиды с содержанием $60 < \text{SiO}_2 < 66$ мас. %.

3. Гранитоиды, используемые для определения их геодинамической обстановки формирования с помощью представленных дискриминантных функций, должны удовлетворять следующим условиям: а) $2500 > (\text{Ce} + \text{Nb} + \text{Zr} + \text{Y}) > 325$ г/т; б) $\text{Ga}/\text{Al} > 2.4$; в) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 0.119 \times \text{SiO}_2 - 2.13$ мас. %; г) $\ln \text{CaO} < (-0.115 \times \text{SiO}_2 + 8.84)$; д) $\text{MgO} < -0.11 \times \text{SiO}_2 + 8.832$ мас. %; е) $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) > 0.75$; ж) $\text{Y} > 17$ г/т; з) $\text{Yb} > 1.5$ г/т и $\text{SiO}_2 > 60$ мас. %.

4. Предложенная диаграмма применима для типизации не только фанерозойских, но и докембрийских гранитоидов А-типа.

Источники финансирования. Исследования выполнены при финансовой поддержке государственной темы НИР ИГГД РАН FMUW-2022-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гребенников А.В.* Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356–1373.
- Ларин А.М.* Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
- Abuamarah B.A., Azer M.K., Asimow P.D., Shi Q.* Post-collisional volcanism with adakitic signatures in the Arabian-Nubian Shield: a case study of calc-alkaline Dokhan volcanics in the Eastern Desert of Egypt // Lithos. 2021. V. 388–389. P. 10651.
- Asrat A., Barbey P.* Petrology, geochronology and Sr-isotopic geochemistry of the Konso pluton, south-western Ethiopia: implications for transition from convergence to extension in the Mozambique Belt // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rusch.). 2003. V. 92. P. 873–890.
- Azer M.K., Farahat E.S.* Late Neoproterozoic volcano-sedimentary successions of Wadi Rufaiyil, southern Sinai, Egypt: a case of transition from late- to post-collisional magmatism // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 42 P. 1187–1203.
- Basta F.F., Maurice A.E., Bakhit B.R. et al.* Intrusive rocks of the Wadi Hamad Area, North Eastern Desert, Egypt: change of magma composition with maturity of Neoproterozoic continental island arc and the role of collisional plutonism in the differentiation of arc crust // Lithos. 2017. V. 288–289. P. 248–263.
- Couzinié S., Ménot R.P., Doumngang J.-C. et al.* Crystalline inliers near lake Iro (Se Chad): post-collisional Ediacaran A₂-type granitic magmatism at the southern margin of the Saharan metacraton // J. Afr. Earth Sci. 2020. V. 172. P. 1–18.
- Deng X.-Q., Peng T., Zhou Ya. et al.* Origin of the Late Paleoproterozoic low- $\delta^{18}\text{O}$ a A-type granites on the southern margin of the North China craton and their geodynamic mechanism // Prec. Res. 2020. V. 351. P. 105960.
- Eby G.N.* Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.
- El-Bialy M.Z., Hassen I.S.* The late Ediacaran (580–590 Ma) onset of anorogenic alkaline magmatism in the Arabian-Nubian Shield: Katherina A-type rhyolites of Gabal Ma'ain, Sinai, Egypt // Prec. Res. 2012. V. 216–219. P. 1–22.
- Floribal L.M., Bitencourt M.F., Nardi L., Stoll V.* Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium- to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt // Prec. Res. 2009. V. 175. P. 135–148.
- Frimmel H.E., Zartman R.E., Späth A.* The Richtersveld igneous complex, South Africa: U-Pb zircon and geochemical evidence for the beginning of Neoproterozoic continental breakup // J. Geol. 2001. V. 109. P. 493–508.
- Goodenough K.M., Thomas R.J., De Waele B. et al.* Post-collisional magmatism in the central East African Orogen: The Maevarano Suite of north Madagascar // Lithos. 2010. V. 116. P. 18–34.
- Haapala I., Ramo O.T., Frindt S.* Comparison of Proterozoic and Phanerozoic rift-related basaltic-granitic magmatism // Lithos. 2005. V. 80. P. 1–32.
- Kärenlampi K., Kontinen A., Huhma H., Hanski E.* Geology, geochronology and geochemistry of the 2.05 Ga gneissic A₁-type granites and related intermediate rocks in central Finland: implication for the tectonic evolution of the Karelia craton margin // Bull. Geol. Soc. Finland. 2019. V. 91. P. 35–73.
- Larin A.M., Kotov A.B., Kovach V.P. et al.* Rapakivi granites of the Kodar complex (Aldan Shield): age, sources, and tectonic setting // Petrology. 2021. V. 29. P. 277–299.
- Li X.-H., Li W.-X., Li Z.-X., Liu Y.* 850–790 Ma bimodal volcanic and intrusive rocks in Northern Zhejiang, South China: a major episode of continental rift magmatism during the breakup of Rodinia // Lithos. 2008. V. 102. P. 341–357.
- Ling W.-L., Shan G., Zhang B.-R. et al.* Neoproterozoic tectonic evolution of the Northwestern Yangtze craton, South China: implications for amalgamation and break-up of the Rodinia supercontinent // Prec. Res. 2003. V. 122. P. 111–140.
- Matos D.F., De Lima E.F., Sommer C.A. et al.* Neoproterozoic post-collisional rhyolites from Santuario area, southern Brazil: lithochemistry, mineral chemistry

and the origin of the textural diversity // *Revista Brasileira de Geociências*. 2002. V. 32. P. 255–266.

Mattè V., Sommer C.A., Lima E.F. et al. Post-collisional Ediacaran volcanism in Oriental Ramada plateau, southern Brazil // *Amer. Earth Sci.* 2016. V. 71. P. 201–222.

Moghazi A.-K.M., Harbi H.M., Ali K.A. Geochemistry of the Late Neoproterozoic Hadb Adh Dayheen ring complex, Central Arabian Shield: Implications for the origin of rare-metal-bearing post-orogenic A-type granites // *J. Asian Earth Sci.* 2011. V. 42. P. 1324–1340.

Moghazi A.-K.M., Ali K.A., Wilde S.A. et al. Geochemistry, geochronology, and Sr-Nd isotopes of the Late Neoproterozoic Wadi Kid volcano-sedimentary rocks, southern Sinai, Egypt: implications for tectonic setting and crustal evolution // *Lithos.* 2012. V. 154. P. 147–165.

Mohamed A. Post-collision, A-type granites of Homrit Waggat Complex, Egypt: petrological and geochemical constraints on its origin // *Prec. Res.* 1997. V. 82. P. 211–236.

Mohammed Z., El-Bialy M.Z. On the Pan-African transition of the Arabian-Nubian Shield from compression to extension: The post-collision Dokhan volcanic suite of Kid-Malhak region, Sinai, Egypt // *Gondwana Res.* 2010. V. 17. P. 26–43.

Moreno J.A., Molina J.F., Monteroa P. et al. Unraveling sources of A-type magmas in juvenile continental crust: Constraints from compositionally diverse Ediacaran post-collisional granitoids in the Katerina Ring Complex, southern Sinai, Egypt // *Lithos.* 2014. V. 192–195. P. 56–85.

Moufti A.M.B., Mouftia Ali K.A., Whitehouse M.J. Geochemistry and petrogenesis of the Ediacaran post-collisional Jabal Al-Hassirring complex, Southern Arabian Shield, Saudi Arabia // *Geochemistry.* 2013. V. 73. P. 451–467.

Mushkin A., Navon O., Halicz L. et al. The petrogenesis of A-type magmas from the Amram Massif, Southern Israel // *J. Petrol.* 2003. V. 44. P. 815–832.

Patino-Douce A.E. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids // *Geology.* 1997. V. 25. P. 743–746.

Skieresz O.D., Sommer C.A., Philipp R.P. et al. Post-collisional subvolcanic rhyolites associated with the Neoproterozoic Pelotas batholith, southern Brazil // *J. S. Amer. Earth Sci.* 2015. V. 63. P. 84–100.

Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S. et al. The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic

and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins // *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 2006. V. 78 P. 573–589.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Publ., 1985. 312 p.

Tollo R.P., Aleinikoff J.N., Bartholomew M.J., Rankin D.W. Neoproterozoic A-type granitoids of the central and southern Appalachians: intraplate magmatism associated with episodic rifting of the Rodinian supercontinent // *Prec. Res.* 2004. V. 128. P. 3–38.

Vincent V.I., Wang L.-X., Zhu Yu.-X. et al. Onset of the anorogenic alkaline magmatism in the Nigerian Younger Granite province: Constraints from the Daura and Dutse complexes // *Lithos.* 2022. V. 410–411. | P. 106561.

Wang Ch., Zhang Ji.-H., Li M. et al. Generation of ca. 900–870 Ma bimodal rifting volcanism along the southwestern margin of the Tarim craton and its implications for the Tarim-North China connection in the Early Neoproterozoic // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 113. P. 610–625.

Wang Q., Derek A., Wyman D.A. et al. Petrology, geochronology and geochemistry of ca. 780 Ma A-type granites in South China: Petrogenesis and implications for crustal growth during the breakup of the supercontinent Rodinia // *Prec. Res.* 2010. V. 178. P. 185–208.

Wang W., Pandit M.K., Zhao J.-H. et al. Slab break-off triggered lithosphere-asthenosphere interaction at a convergent margin: the Neoproterozoic bimodal magmatism in NW India // *Lithos.* 2018. V. 296–298. P. 281–296.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.

Zhang Ch.-L., Li H., Ernst R. E. et al. A fragment of the ca. 890 Ma large igneous province (LIP) in southern Tarim, NW China: a missing link between São Francisco, Congo and North China cratons // *Prec. Res.* 2019. V. 333. P. 18–31.

Zhang M., Guo Zh., Cheng Zh. et al. Late Cenozoic intraplate volcanism in Changbai volcanic field, on the border of China and North Korea: insights into deep subduction of the Pacific slab and intraplate volcanism // *J. Geol. Soc.* 2015. V. 172. P. 648–663.

On the Possibility of Discrimination of Post-Collisional and Within-Plate A-Type Granitoids Based on Geochemical Data

S. D. Velikoslavinskii¹, A. B. Kotov¹, E. V. Tolmacheva¹, D. P. Krylov¹, T. M. Skovitina²

¹Institute of Geology and Geochronology of Precambrian RAS, St. Petersburg, Russia

²Institute of the Earth's Crust SO RAS, Irkutsk, Russia

Based on the results of discriminant analysis of samples of Phanerozoic intraplate and post-collisional A-type granitoids with similar geochemical characteristics, a diagram is proposed that allows typing at least part of the A-granitoid samples. The applicability of the proposed diagram for the typification of not only Phanerozoic, but also Precambrian A-type granitoids is shown.

Keywords: discriminant analysis, intraplate A-type granitoids, post-collisional A-type granitoids, geochemistry