

УДК 552.11

## ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ И ЕГО СВЯЗЬ С КРУПНЫМИ КАЛЬДЕРНЫМИ ИЗВЕРЖЕНИЯМИ НА ОСТРОВЕ ИТУРУП НА ПРИМЕРЕ ВУЛКАНА КЛУМБА, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА<sup>1</sup>

© 2025 г. Т. Ю. Тимина<sup>1,\*</sup>, С. З. Смирнов<sup>1</sup>, Д. В. Кузьмин<sup>1</sup>, А. А. Котов<sup>2</sup>, А. В. Рыбин<sup>3,†</sup>,  
В. А. Даниловская<sup>1</sup>, А. Э. Изох<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup>Graduate School of Environmental Studies, Tohoku University, Sendai, Japan

<sup>3</sup>Институт 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) низкокалийевого низкоглиноземистого андезибазальта с первоначальным содержанием H<sub>2</sub>O 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, содержавшим примесь SO<sub>2</sub>. 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 интрузивирования 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

<sup>†</sup>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 ~ 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 кислотой 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.

Позднеоплейстоценовые 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.

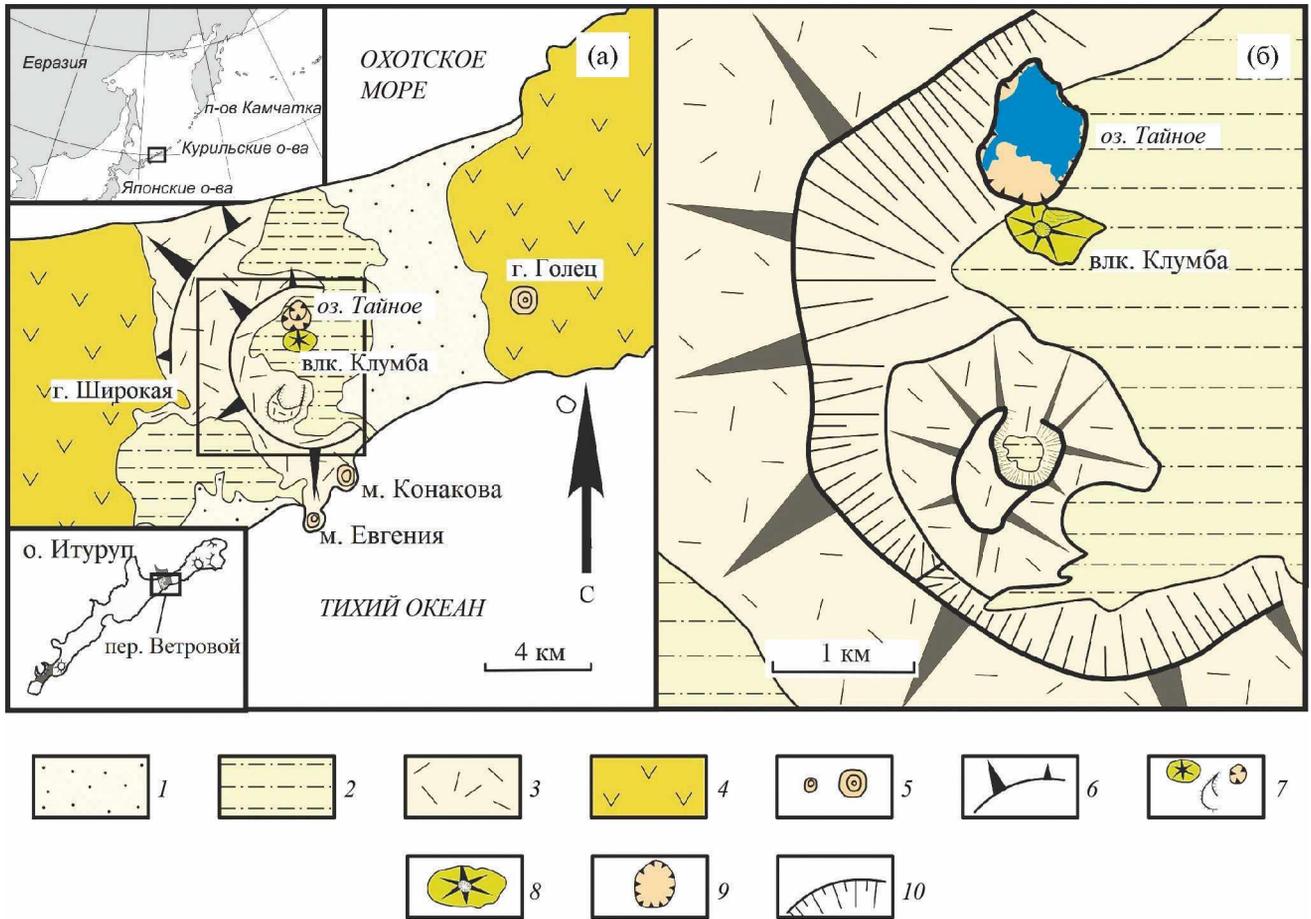
## ГЕОЛОГИЯ ПЕРЕШЕЙКА ВЕТРОВОЙ И ВУЛКАНА КЛУМБА

Перешеек Ветровой – это низменный участок суши, соединяющий полуостров Медвежий с хребтом Грозный. Он представляет собой поздне-неоплейстоценовую морскую террасу высотой 12–15 м (Грабков, 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 позднеоплейстоценового роковского комплекса (Ковтунович и др., 2002). Толща сложена отложениями пемзовых пирокластических потоков, переслаивающимися с неконсолированными 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°13'55.9" с.ш., 148°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 Клубба (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 Клубба; 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 (~0.002 км<sup>3</sup>) позволяют предположить, что вулкан Клубба является моногенным и сложен преимущественно лавами.

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

Геологическая позиция вулкана Клубба 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 брекчии, отобранные в 2018 г. из обнажений на северном склоне вулкана Клубба вблизи точки с координатами 45°13'58.50" с.ш. 148°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...–1.0 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 Клубба 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. % ( $\text{Na}_2\text{O}$  – 0.2 мас. %,  $\text{MgO}$  – 0.1 мас. %). Расчет концентраций осуществлялся методом фундаментальных параметров (Афонин и др., 1984). Потери при прокаливании определялись весовым методом после прокалывания при  $950^\circ\text{C}$  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 Клубба 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  $3\sigma$ ) 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  $3\sigma$ ) 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  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . При пересчете концентраций было учтено влияние наложений аналитических линий  $\text{VK}\alpha$  и  $\text{TiK}\beta$ .

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  $750\text{--}800^\circ\text{C}$ ; 2) дальнейший нагрев и выдержка в течение 5 мин при  $1250^\circ\text{C}$  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  $10 \times 10$  до  $20 \times 20$  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  $3\sigma$ ), 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 Supplementary<sup>2</sup> 1, ESM\_1.xlsx и на рис. 3 и 4. На диаграмме SiO<sub>2</sub>–сумма щелочей (Le Maitre et al., 2002) составы изученных образцов попадают в поле андезибазальтов нормального ряда с SiO<sub>2</sub> 56.05–57.4 мас. % и MgO от 3.58 до 4.06 мас. % (рис. 3). По

содержанию Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO и K<sub>2</sub>O 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)<sub>N</sub> = 1.5–1.8) с плохо выраженным Eu минимумом (Eu/Eu\* = Eu<sub>N</sub>/(√Sm<sub>N</sub> + Gd<sub>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).</sub>

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), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 0.029 до 0.008 (рис. 7б) и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 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

<sup>2</sup>Дополнительные 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;

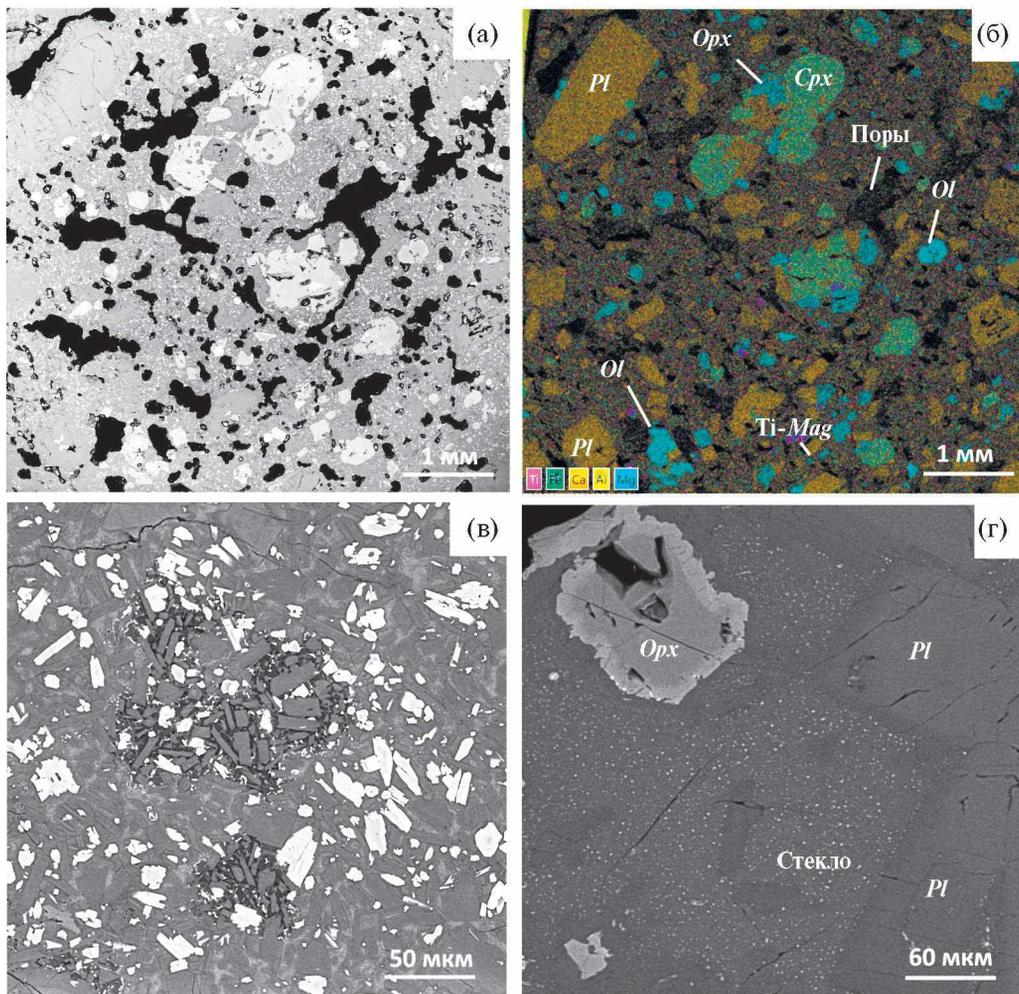
ESM\_3.xlsx – Химический состав ортопироксенов из андезибазальтов вулкана Клумба;

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.

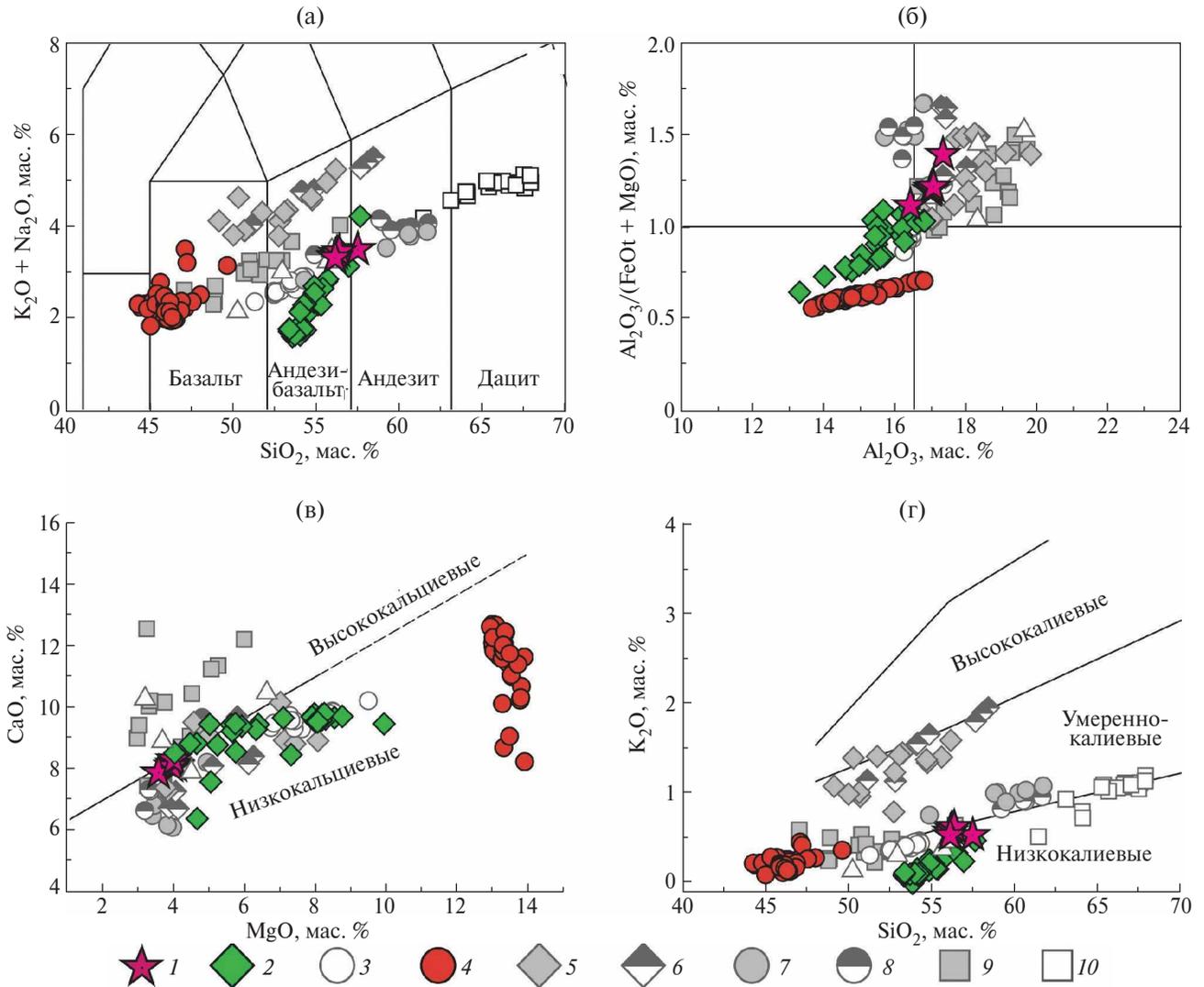
на единый тренд эволюции (рис. 7). Оливин-I содержит кристаллические включения Cr-Al шпинели ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  20–32.8 мас. %), плагиоклаза ( $An_{93-90}$ ), а также первичные расплавные и флюидные включения. Включения Cr-Al шпинели встречаются в наиболее магниальном оливине-I, а включения плагиоклаза 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 неизменному 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  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  магнетита (3.8–5.6 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ). 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  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в оливине-II < 0.003 мас. %, а содержание NiO постоянно, содержания MnO и CaO увеличиваются по мере снижения *Fo*.

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



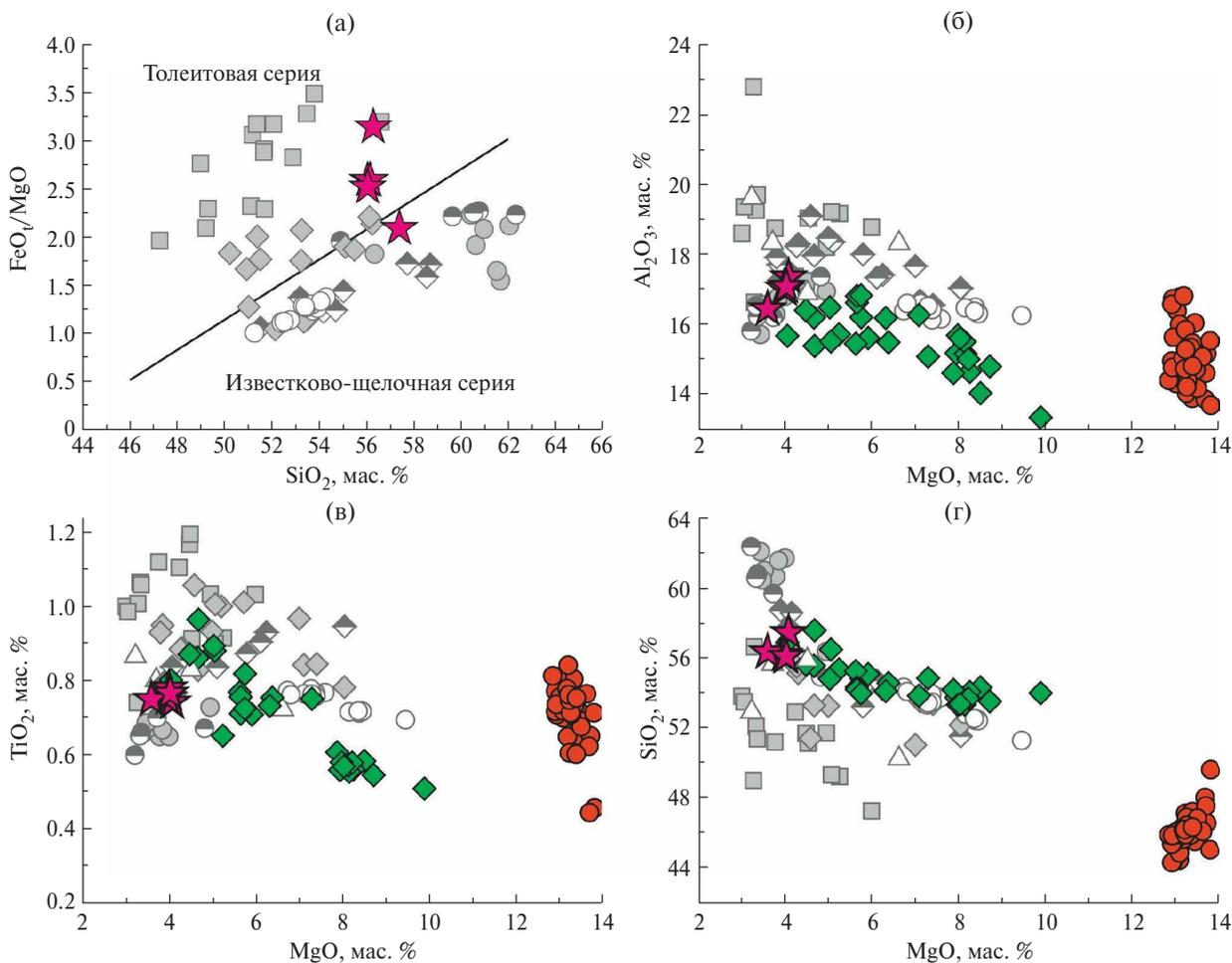
**Рис. 3.** Петрогенные компоненты андезибазальтов вулкана Клумба в сопоставлении с породами других вулканов о-ва Итуруп.

(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 K<sub>2</sub>O (Gill, 1981). 1 – андезибазальты вулкана Клумба; 2 – реконструированные по расплавному включению в оливине составы материнских расплавов вулкана Клумба; 3 – породы вулкана Меньший Брат (Кузьмин и др., 2023); 4 – реконструированные по расплавному включению 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–Кувикас и др., 2023).

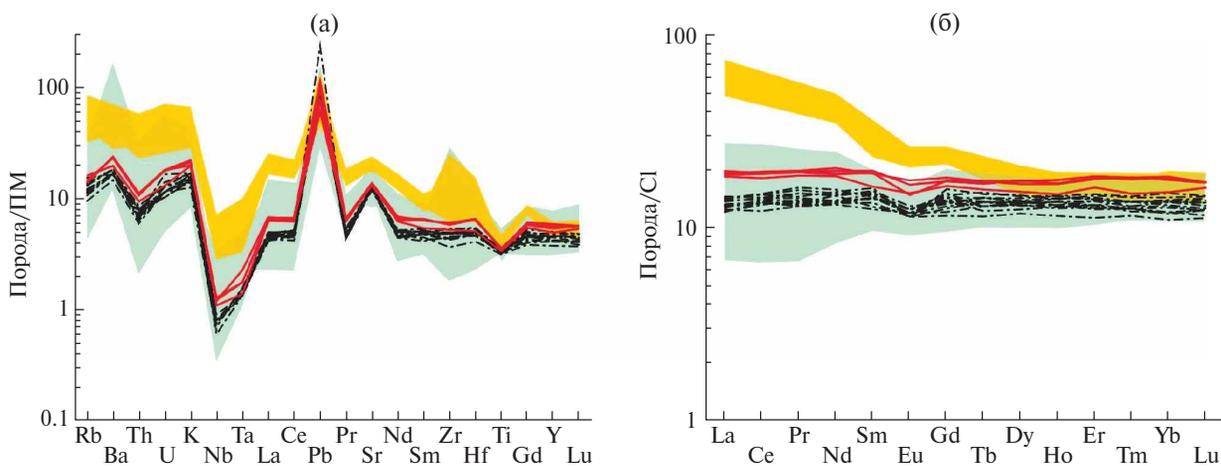
что в ортопироксеновой кайме отсутствуют симплектитовые вроски и он рассечен прожилками, заполненными оксидами железа (Ol-IIc) (рис. 6е). Кроме этого, тончайшие симплектитовые вроски железистых оксидов развиты вдоль трещин непосредственно в оливине. Ol-IIc отличается высокой для оливина-II магнезиальностью (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 Ol-IIc лежат вне тренда, обусловленного магматической кристаллизацией. Кристаллических, расплавленных и флюидных включений в таком оливине не наблюдается.

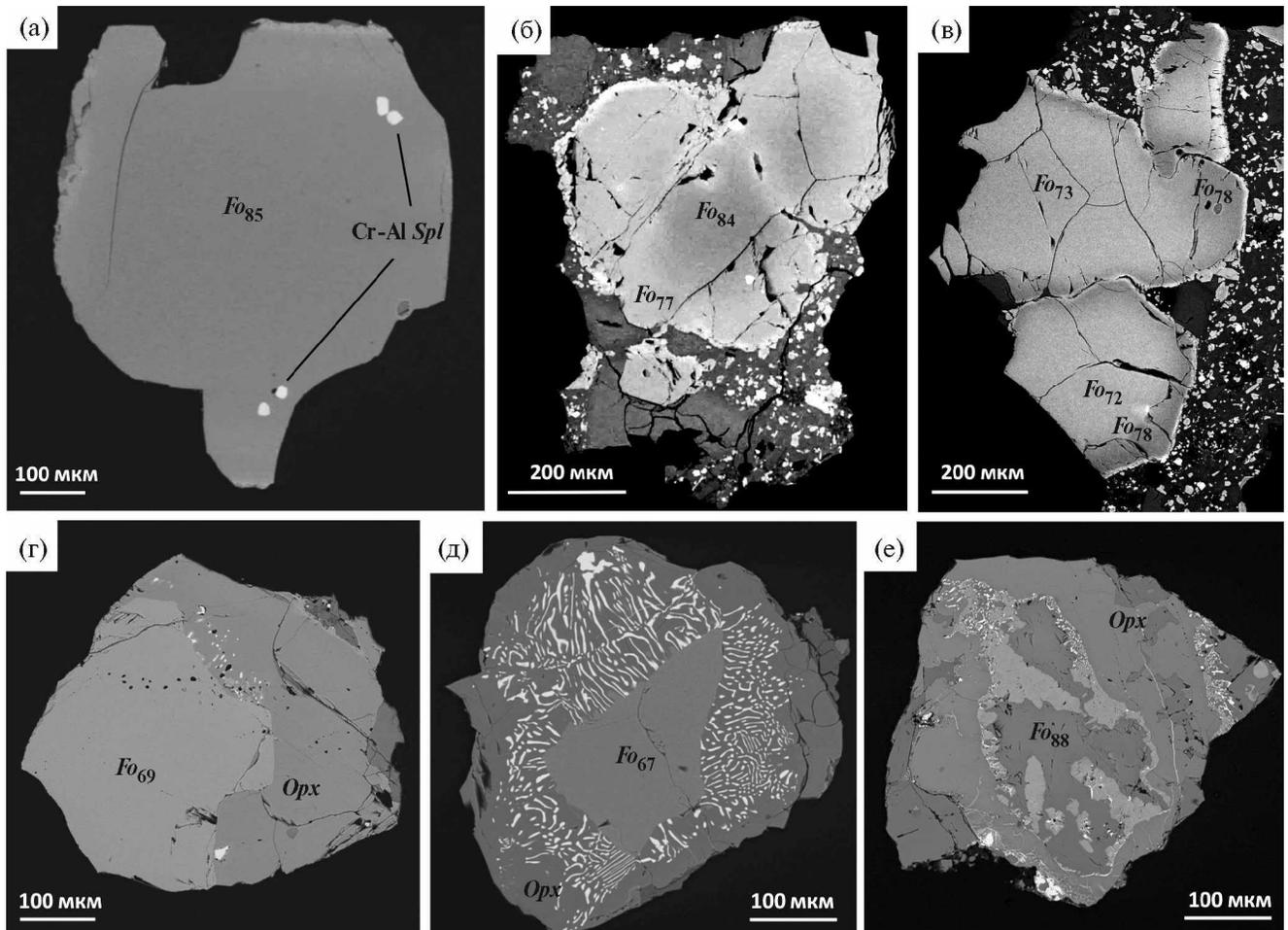
**Mg-Fe пироксены** встречаются в виде вкрапленников (0.3–0.5 мм) (Orx-I) и микролитов основной массы (Orx-III). Вкрапленники, как правило, имеют идиоморфные очертания (рис. 8а–8б). Для них



**Рис. 4.** Вариационные диаграммы андезибазальтов вулкана Клумба 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 Клумба 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, *Orpx* – 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) (*Orpx*-IV). По составу каймы похожи на микролиты основной массы.

Помимо вкрапленников Mg-Fe пироксены, как отмечалось выше, образуют оторочки вокруг вкрапленников оливина-II (*Orpx*-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 *Orpx*-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).

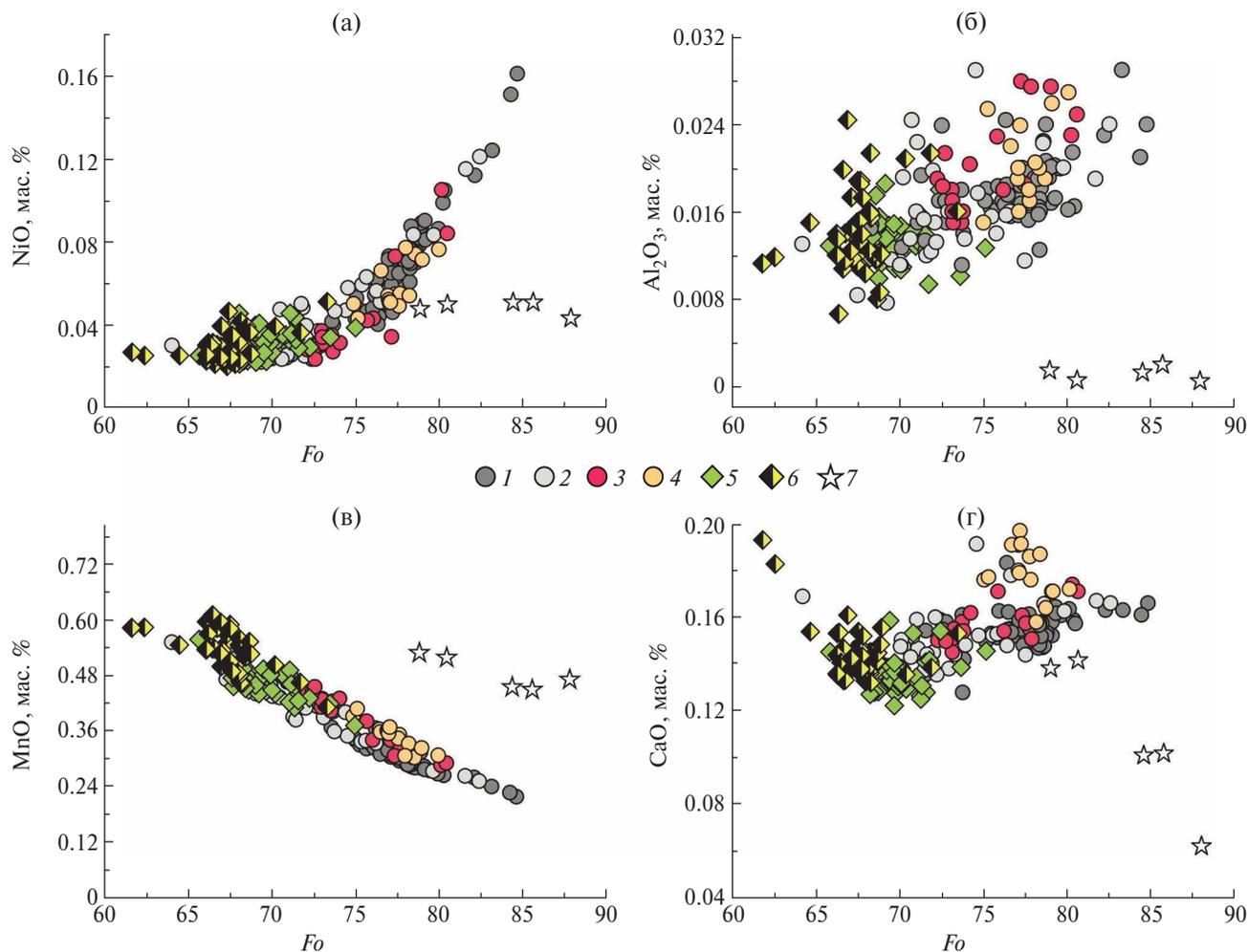


Рис. 7. Составы оливина из андезитобазальтов вулкана Клумба:

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).

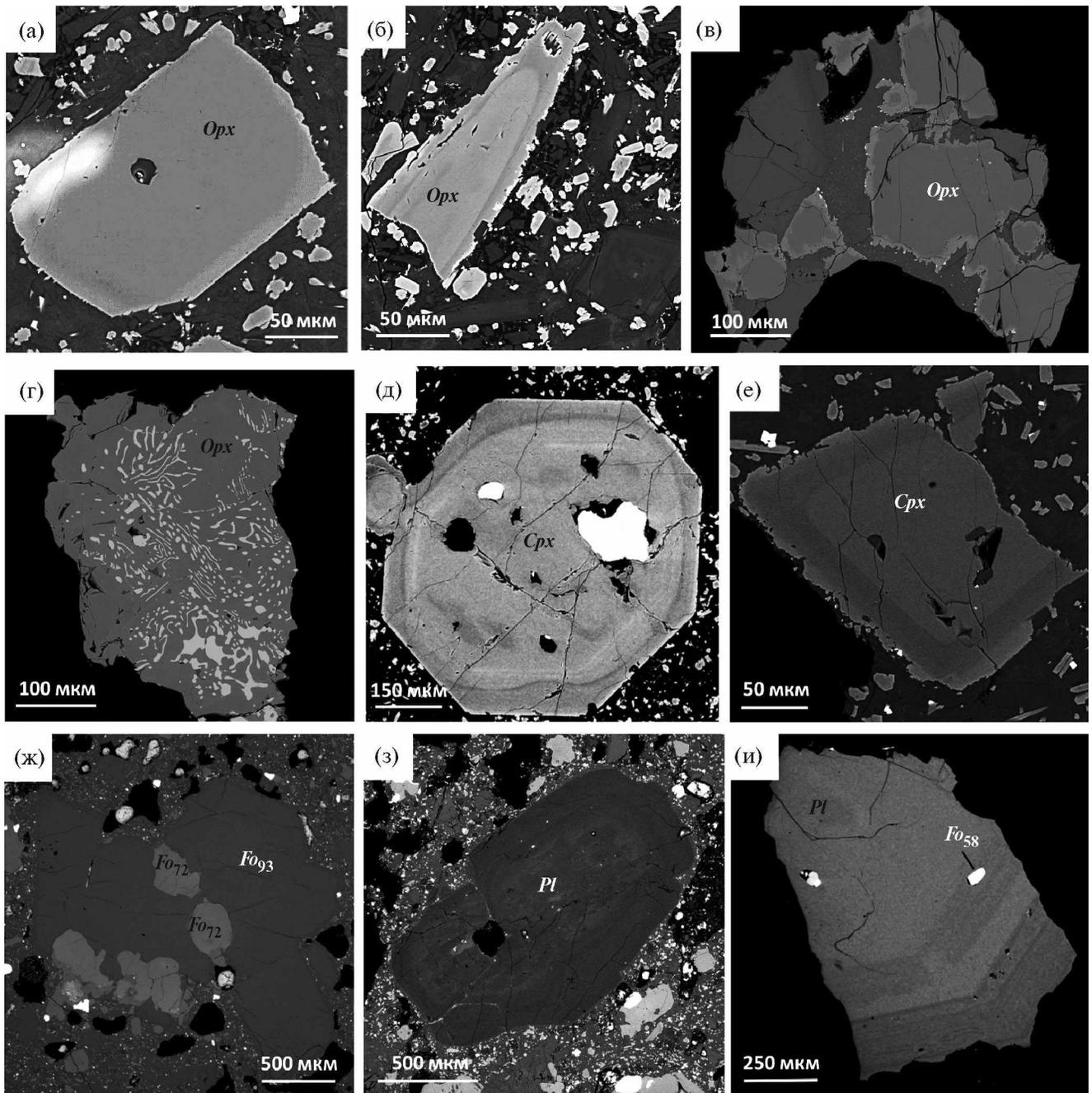
Для вкрапленников Mg-Fe пироксенов характерно обилие комбинированных расплавных включений и кристаллических включений, среди которых установлены основной плагиоклаз и оливин. Реже встречаются флюидные включения и иногда присутствуют симплектитовые вроски магнетита.

**Клинопироксены** образуют хорошо ограниченные 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 оливинам  $Fo_{72–75}$  (рис. 8ж). В таких сростках

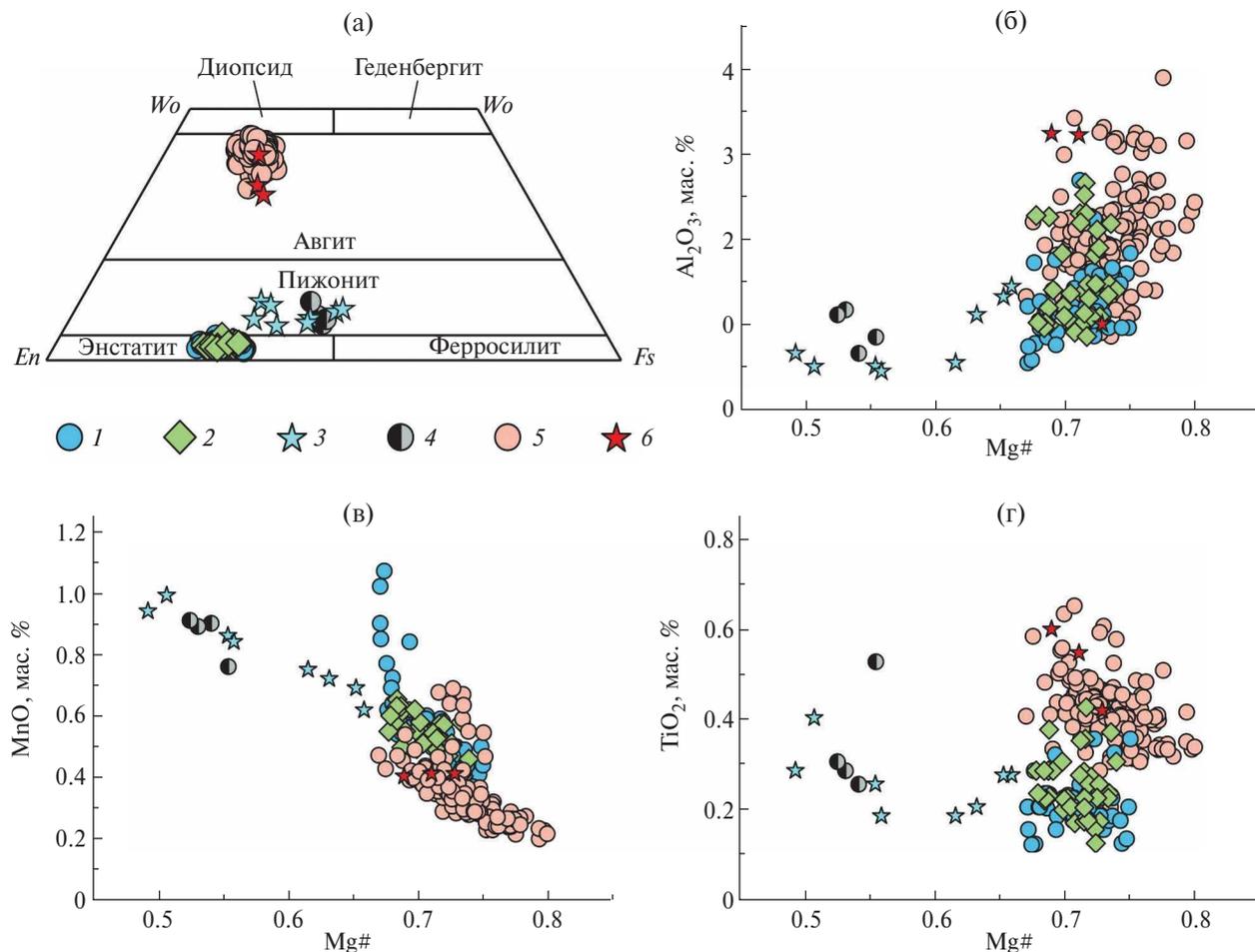


**Рис. 8.** BSE-изображения вкрапленников пироксенов и плагиоклаза из андезитобазальтов вулкана Клуба.

(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, *Орх* – ортопироксен, *Срх* – 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 Клубба: 1 – вкрапленники ортопироксена (*Orx-I*); 2 – ортопироксен оторочек вокруг оливина-II (*Orx-II*); 3 – микролиты ортопироксена в основной массе (*Orx-III*); 4 – каймы высокожелезистого ортопироксена вокруг вкрапленников и микролитов основной массы (*Orx-IV*); 5 – вкрапленники клинопироксена (*Cpx-I*); 6 – микролиты клинопироксена в основной массе (*Cpx-II*).

плаггиоклаза 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 доходит до 0.36 мас. %. Плаггиоклазы 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 плаггиоклазов приведены в Supplementary 1, ESM\_5.xlsx.

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

Помимо вкрапленников плаггиоклаз распространен в качестве кристаллических включений

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

Кристаллические включения плаггиоклазов 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 гомогенное 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.

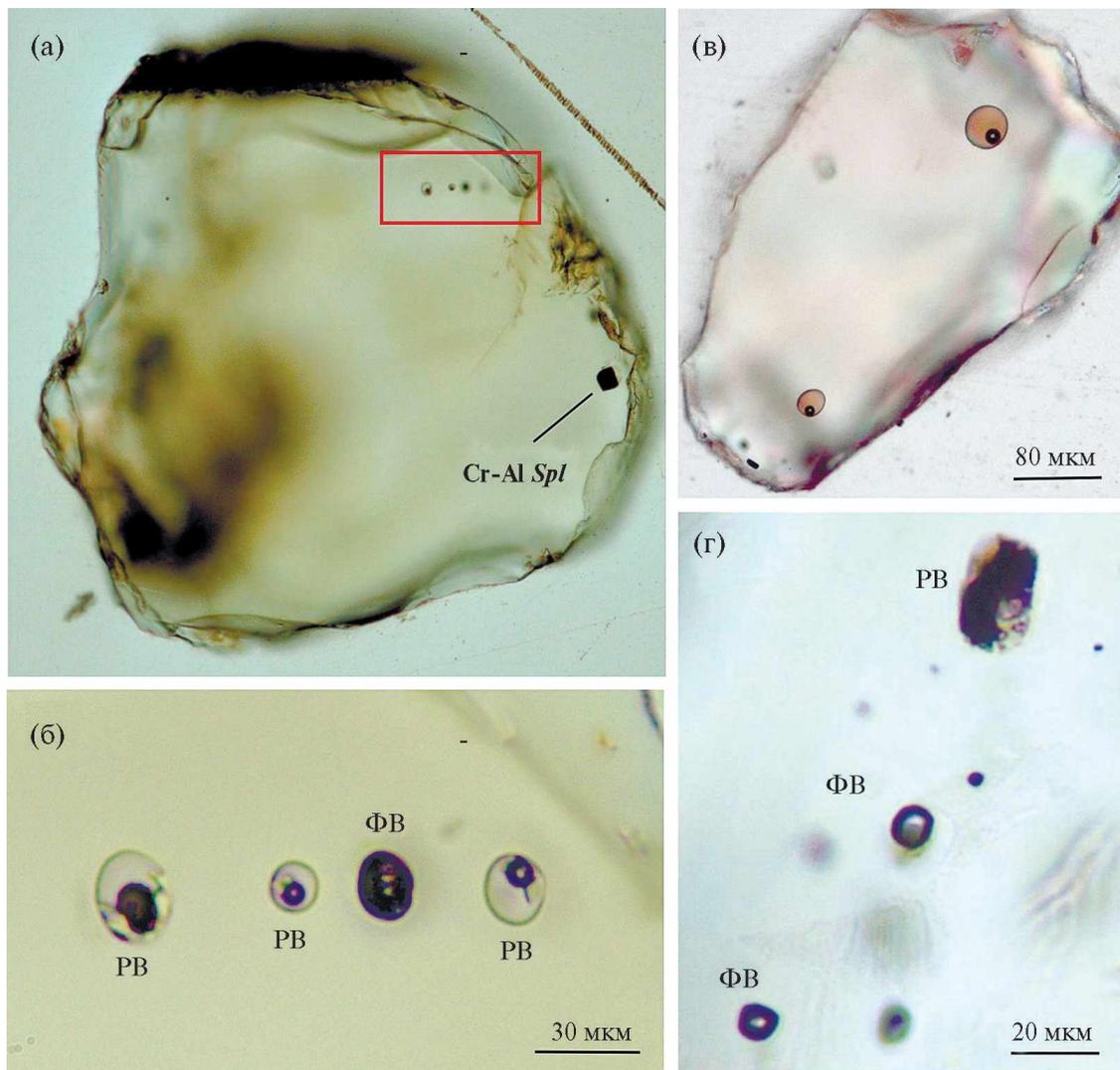
### *Составы расплавных и флюидных включений*

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  $NNO+0.5$ , 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  $5.7 \pm 0.9$  мас. %. Альтернативный метод оценки водосодержания основывается на зависимости коэффициента распределения Ca между оливином и расплавом (Gavrilenko et al., 2016) от содержания  $H_2O$ . Калькуляции для низкомагнезиальных базальтов из этой работы дают содержания воды в материнских расплавах от  $5.2 \pm 1.2$  мас. %, что в целом согласуется с оценкой по методике (Portnyagin et al., 2019). Необходимо отметить, что содержание воды,



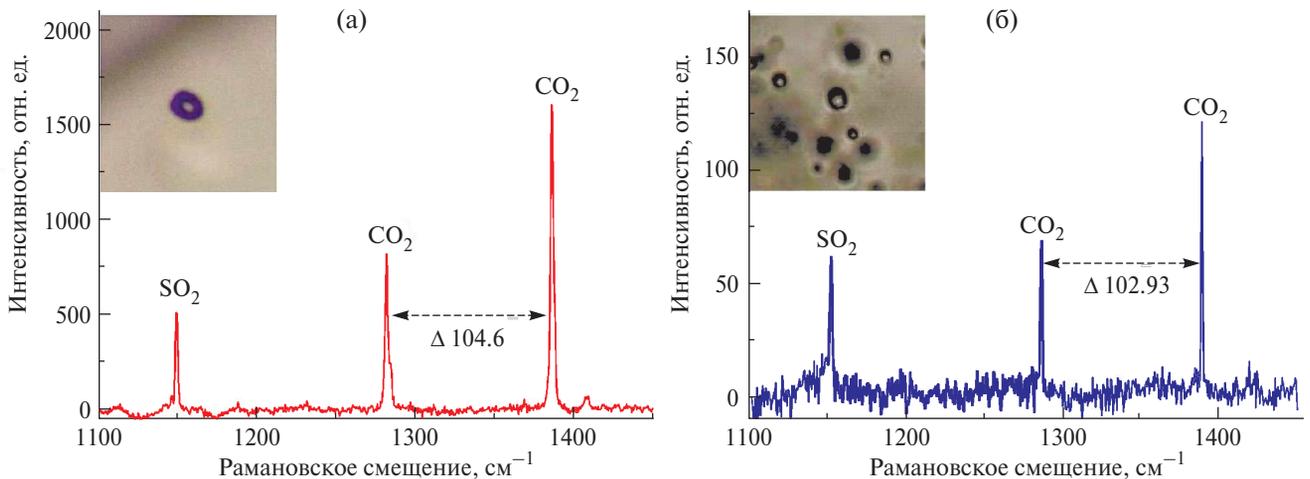
**Рис. 10.** Расплавные и флюидные включения во вкрапленниках вулкана Клубба: (а) – вкрапленник оливина-I с цепочкой сингенетических флюидных и расплавных включений, находящихся в краевой зоне совместно с кристаллическими включениями Cr-Al шпинели; (б) – увеличенный участок, отмеченный прямоугольником 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/см<sup>3</sup>. 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/см<sup>3</sup>.

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/см<sup>3</sup>. 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.  $\Delta$  – разность волновых чисел линий дублета Ферми для  $\text{CO}_2$  в  $\text{см}^{-1}$ .

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Андезибазальты вулкана Клумба 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 ( $\text{N}_2\text{--Q}_1\text{fr}$ ). 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 вулкаников) и андезитовый (29–37 % от массы всех вулкаников) составы (Авдейко и др., 1992 и ссылки в этой работе) (рис. 3а). К их числу относятся и продукты извержений вулкана Клумба 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. %  $\text{MgO}$ . Точки составов андезибазальтов вулкана

Клумба ложатся на ту часть кривой, которая отвечает снижению  $\text{Al}_2\text{O}_3$  по мере снижению содержанию  $\text{MgO}$ . По содержанию  $\text{SiO}_2$  андезибазальты вулкана Клумба 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 Клумба, 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 Клумба*

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 Клумба полностью повторяет составы лав вулкана Меньший Брат. По сравнению с ним андезибазальты вулкана Клумба 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 Клубба.  $Yb$  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 Клубба вблизи модельных составов N-MORB и E-MORB свидетельствует о незначительном влиянии субдукционного компонента. На рис. 12а, 12б видно, что родоначальные расплавы вулкана Клубба были близки к магмам вулкана Меньший Брат, детально рассмотренным в работах (Мартынов et al., 2023; Кузьмин и др., 2023). Это позволяет предположить, что они имеют геохимически схожие мантийные источники.

*Составы материнских расплавов  
и условия кристаллизации оливина*

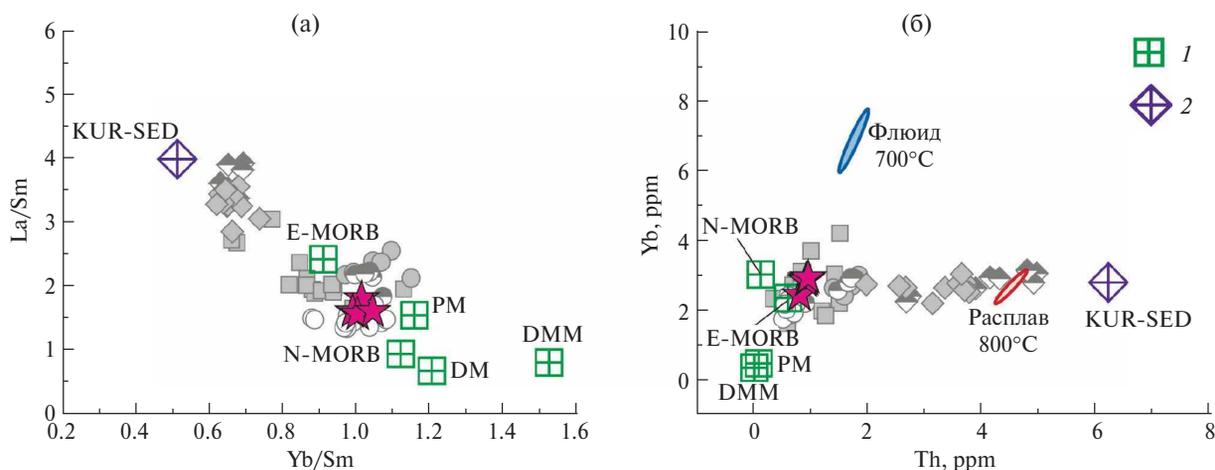
Отсутствие в наиболее магнезиальном оливине включений пироксенов и наличие включений Cr-Al шпинели, отсутствующей в парагенезисе вкрапленников, позволяет считать оливин одним из минералов ранней ликвидусной ассоциации.

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

$\sim 53.3$  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 Клубба. 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 оливинином 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 отсутствие пироксенов из расплавов андезибазальтового состава в сухих условиях возможна при давлениях не более 6 кбар. Если принять, что плотность островодужной коры составляет  $2.6 \text{ г/см}^3$  (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 Клумба 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 Клумба. Используя уравнение (Bowers, Helgesson, 1983) в адаптации (Bakker, 1999) и величину наибольшей плотности, оцененной для флюидного включения в высокомагнезиальном оливине-I ( $0.63 \text{ г/см}^3$ ) для температурного интервала 1052–1178°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 ~1100°C в безводных условиях (Baker, Eggler, 1987). Добавление 2 мас. %  $\text{H}_2\text{O}$  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  $2.6 \text{ г/см}^3$  это давление соответствует глубинам 7.0–7.5 км. Таким образом, кристаллизация андезибазальтов вулкана Клумба могла происходить при 1000–1200°C в диапазоне глубин 15.5–7 км.

#### *Особенности процессов эволюции магмы в питающей системе вулкана Клумба*

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. %  $\text{SiO}_2$ ). 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 Клумба. 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 Клумба 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 гиперстенновых кайм, лишенных симплектитовых сростков, говорит о том, что замещение может быть также обусловлено реакцией

с расплавом, содержание  $\text{SiO}_2$  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 (OI-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).

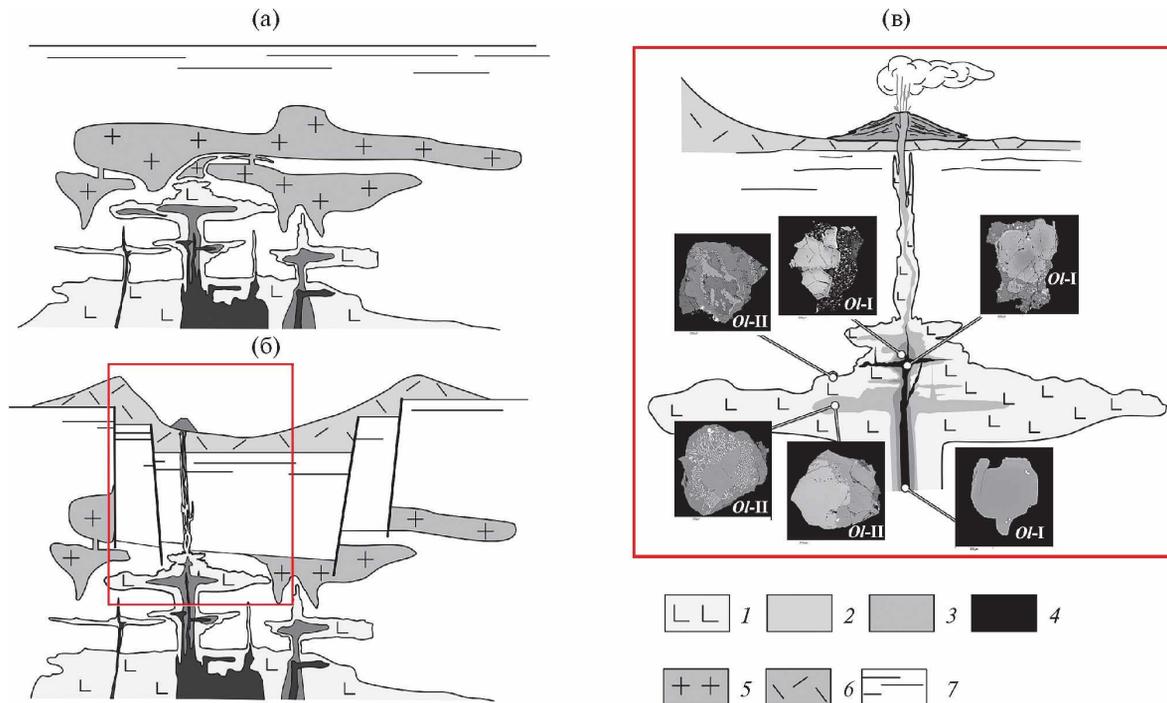
Оливин-I с наиболее высоким содержанием  $Fo$  минала ( $Fo_{85}$ ) и включениями  $\text{Cr-Al}$  шпинели кристаллизуется при наиболее высоких температурах и, вероятно, имеет отношение к более ранним дифференциатам андезибазальтовой магмы (оливин-шпинелевая котектика). Как отмечалось выше, образование 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 (Вольнец 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 Клубба, 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 Клубба). Красным прямоугольником выделена область в верхней части ТКМС; (в) – эволюция андезибазальтовой магмы вулкана Клубба. 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 Клубба.

Наши данные указывают на то, что питающая система посткальдерного вулкана Клубба 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 Клубба 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 низкокалийевым 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), низкокалийевого 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, содержащим 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 позднелистоценового 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 Клуба с образованием мощной пемзовой толщи на перешейке Ветровой позволяет предположить, что их длительность и, вероятно, объемы интрузивирования 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 Клуба.

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

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волюнец 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.

*Волюнец 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 Невфтегорска». 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  $\text{CO}_2$  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* оксидометра 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., Egglar 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  $\text{H}_2\text{O}$  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.
- Frezzotti 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 Mendeleev 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 CO<sub>2</sub> budget and H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> systematics in subduction-zone magmas through the experimental hydration of melt inclusions in olivine at high H<sub>2</sub>O 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. Timina<sup>1</sup>, S. Z. Smirnov<sup>1</sup>, D. V. Kuzmin<sup>1</sup>, A. A. Kotov<sup>2</sup>, A. V. Rybin<sup>3,†</sup>,  
V. A. Danilovsky<sup>1</sup>, A. E. Izokh<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup>*Graduate School of Environmental Studies, Tohoku University, Sendai, Japan*

<sup>3</sup>*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. % H<sub>2</sub>O. 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 SO<sub>2</sub>. 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