



# ПЕТРОЛОГИЯ



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



# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Том 33, номер 2, 2025

---

---

- Признаки частичного плавления в мантийных ксенолитах шпинелевых лерцолитов о-ва Жохова, архипелаг Де-Лонга, Восточная Арктика  
*Силантьев С. А., Бадюков Д. Д., Ахметшин А. Г., Краснова Е. А.* 3
- Базальтовые расплавы океанических островов (ОИВ) и их источники по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол пород  
*Наумов В. Б., Гирнис А. В., Дорофеева В. А.* 20
- Жадеитит в металерцолитах Эльденырского массива (Чукотка) – механизм и обстановка формирования  
*Базылев Б. А., Леднева Г. В.* 43
- Минералы ряда точилинит–ферроточилинит в породах Урала и Зауралья: ассоциация, химический состав, условия образования  
*Прибавкин С. В., Пушкарев Е. В., Чашухин И. С., Ерохин Ю. В., Коровко А. В.* 71
- Особенности встречной химической диффузии петрогенных компонентов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ) и аниона  $\text{CO}_3^{2-}$  при взаимодействии базальтовых и кимберлитовых расплавов при  $P$ – $T$  параметрах верхней мантии (экспериментальное исследование)  
*Персигов Э. С., Бухтияров П. Г., Сокол А. Г., Некрасов А. Н., Султанов Д. М.* 92

УДК 552.3

## ПРИЗНАКИ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ В МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТАХ ШПИНЕЛЕВЫХ ЛЕРЦОЛИТОВ О-ВА ЖОХОВА, АРХИПЕЛАГ ДЕ-ЛОНГА, ВОСТОЧНАЯ АРКТИКА

© 2025 г. С. А. Силантьев<sup>а, \*</sup>, Д. Д. Бадюков<sup>а</sup>, А. Г. Ахметшин<sup>а</sup>, Е. А. Краснова<sup>а, б</sup>

<sup>а</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

<sup>б</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

\*e-mail: silantsev@geokhi.ru

Поступила в редакцию 09.07.2024 г.

После доработки 30.09.2024 г.

Принята к публикации 09.10.2024 г.

Остров Жохова относится к архипелагу Де-Лонга, расположенному в восточном секторе континентального шельфа России в пределах Арктического бассейна. Остров представляет собой молодой вулканический центр и сложен лавовыми покровами щелочных оливин-порфировых базальтов и подчиненных лимбургитов. Проведенное исследование было направлено на выявление возможных региональных и геодинамических факторов, влияющих на специфику процесса частичного плавления и минеральные превращения в мантийных ксенолитах о-ва Жохова. Пять ксенолитов, отобранных из образцов щелочных базальтов о-ва Жохова, были изучены с помощью сканирующего электронного микроскопа. Полученные данные позволили прийти к выводу, что образование в мантийных ксенолитах о-ва Жохова высоконатровых стекол связано с реакционным взаимодействием шпинелевых лерцолитов с магматическим расплавом, родительским для вмещающих оливиновых базальтов. В то же время высококалиевые стекла, присутствующие внутри мантийных ксенолитов, были образованы *in situ* при плавлении первичной калийсодержащей фазы, которой, возможно, являлся флогопит. Образование в зонах контактовой перекристаллизации мантийных ксенолитов, контрастных по содержанию щелочей стекол, обусловлено эволюцией состава, ответственного за эту перекристаллизацию щелочного силикатного расплава, на ранних этапах захвата ксенолитов, характеризующегося натровой спецификой, сменяющейся позже на калиевую. На значительной площади Арктического бассейна в пределах крупной магматической провинции HALIP устанавливаются признаки активизации молодого внутриплитного магматизма, способствующего транспорту к поверхности вещества метасоматизированной малоглубинной мантии.

**Ключевые слова:** мантийные ксенолиты, внутриплитный магматизм, большие магматические провинции, мантийные плюмы

**DOI:** 10.31857/S0869590325020018 **EDN:** UHOJHO

### ВВЕДЕНИЕ

Остров Жохова расположен в восточной акватории Арктического бассейна и относится к архипелагу Де-Лонга, в центральной части которого установлены проявления внутриплитного магматизма, связанного, возможно, с молодым (0.4 млн лет) мантийным плюмом (Silantsev et al., 2004; Silantsev, 2019). По существующим представлениям вулканические острова архипелага Де-Лонга относятся к большой магматической провинции HALIP (Высокоширотная арктическая большая магматическая провинция – The High Arctic Large Igneous Province), включающей магматические комплексы

мелового возраста, распространенные на огромной территории акватории Северного Ледовитого океана и прилегающих районов Сибири, Канады и Гренландии (Gaina et al., 2014). Лавы щелочных оливиновых базальтов и лимбургитов о-ва Жохова выносят к поверхности ксенолиты мантийных и коровых пород. Мантийные ксенолиты о-ва Жохова впервые были описаны в (Савостин и др., 1988). Как показали более поздние исследования, эти породы, являющиеся наиболее северным проявлением мантийного вещества в восточном секторе Азии, представляют древний (1.1 млрд лет) мантийный субстрат, обнаруживающий геохимические

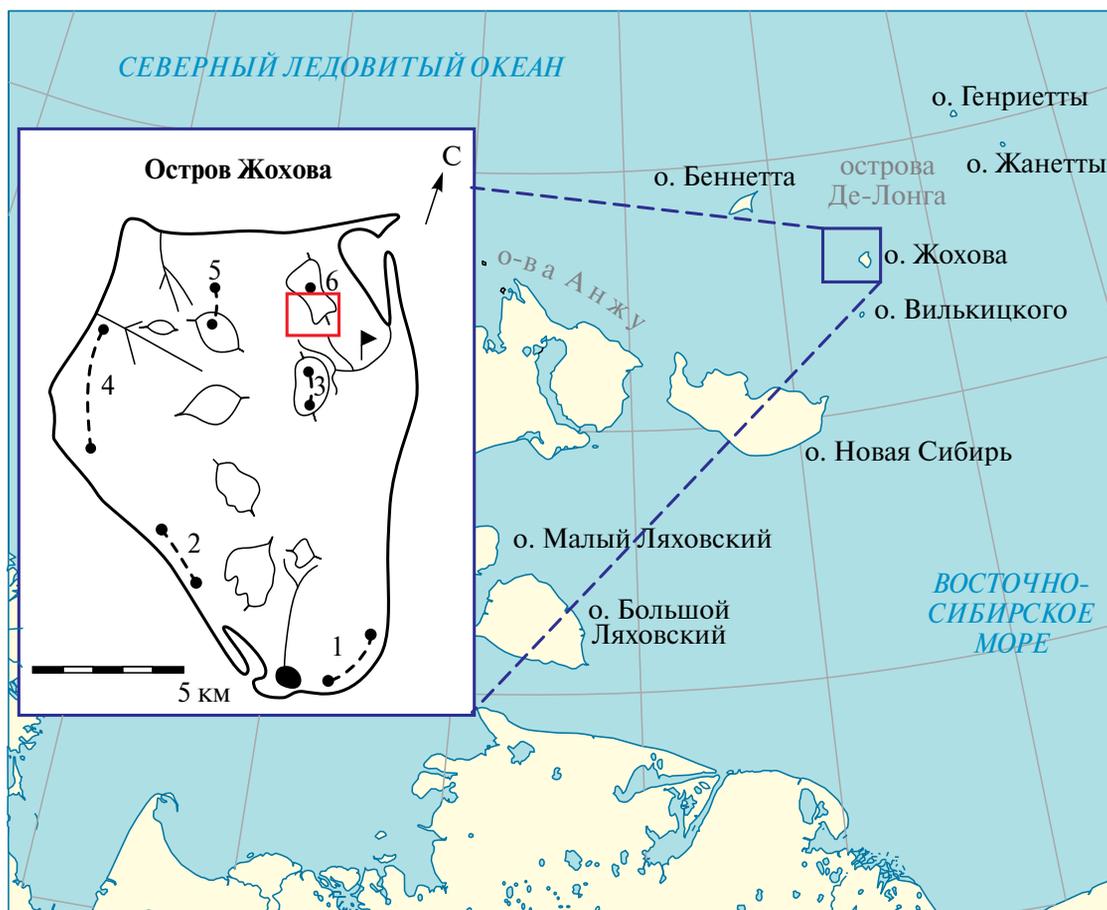
признаки неистощенной мантии:  $(La/Sm)_{cn} = 2.38$ ;  $Sm/Nd = 0.217$ ) (Богдановский и др., 1993; Silant'ev et al., 2004). К ассоциации ксенолитов корового происхождения относятся зеленокаменно-измененные микрогаббро с возрастом 152 млн лет ( $^{36}Ar/^{40}Ar$ , Silant'ev et al., 2004), а также кварциты и гранитогнейсы, циркон в которых имеет возраст 600–660 млн лет (U-Pb, Akinin et al., 2015). Неопротерозойский возраст гранито-гнейсов из коровых ксенолитов соответствует возрасту фундамента арктической акватории Чукотки и о-ва Врангеля, что может свидетельствовать об участии этих гранитоидов в строении корового разреза западного сектора континентального шельфа Восточно-Сибирского моря (Akinin et al., 2015).

Пять ксенолитов, отобранных из образцов щелочных базальтов о-ва Жохова, были изучены с помощью сканирующего электронного микроскопа (FEG SEM TESCAN MIRA3). Во всех изученных ксенолитах было установлено присутствие

расплавных включений в виде стекла, которые послужили предметом изучения. Проведенное исследование было направлено на выявление возможных региональных и геодинамических факторов, влияющих на специфику процесса частичного плавления и минеральные превращения в мантийных ксенолитах о-ва Жохова.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изученные образцы мантийных ксенолитов были отобраны во время двух полевых сезонов на о-ве Жохова, которые проводились в 1986 г. и 1988 г. в рамках совместной высокоширотной экспедиции ИО АН СССР и ГЕОХИ АН СССР (Савостин и др., 1988; Силантьев и др., 1991). Результаты проведенных полевых наблюдений показали, что о-в Жохова целиком сложен лавовыми покровами оливин-порфировых базальтов (рис. 1). В центральной, наиболее возвышенной части



**Рис. 1.** Расположение островов архипелага Де-Лонга и о-ва Жохова в восточном сегменте континентального шельфа Арктического бассейна.

На врезке – цифрами и пунктирными линиями обозначены маршруты, при проведении которых были отобраны изученные образцы. В районах маршрутов 1, 2, 4–6 обнажаются лавовые потоки щелочных оливиновых базальтов; маршрут 3 проходил на вершине сопки, сложенной взрывными породами, представленными лимбургитами. Красным незалитым прямоугольником обозначен район отбора изученных мантийных ксенолитов.

о-ва Жохова, увенчанной небольшой сопкой с характерными для вулканических построек эксплозивными формами рельефа, и к северу от нее распространены вулканические породы, представленные черными, красноватыми и ярко-рыжими разновидностями. В этом районе о-ва Жохова отмечаются обилие вулканического шлака и фрагменты вулканических бомб. По составу эти вулканические породы соответствуют лимбургитам. Во всех разновидностях базальтоидов о-ва Жохова фиксируются мелкие (размером не более  $2 \times 3 \times 5$  см) мантийные ксенолиты, которые резко выделяются на фоне темно-серых и черных вмещающих лав своим яблочно-зеленым цветом.

Вмещающие ксенолиты щелочные базальты о-ва Жохова по их минералогическим и структурным признакам можно разделить на три группы. К первой из них (наиболее распространенной) относятся пироксенсодержащие *OI*-порфировые базальты, вкрапленники в которых представлены оливином, клинопироксеном и ортопироксеном, а в некоторых образцах и плагиоклазом. Вторую группу вулкаников составляют эффузивы, обнаруженные только в центральной части острова. Эти породы представлены *OI*-порфировыми базальтами с редкими вкрапленниками клино- и ортопироксена. К третьей группе эффузивов о-ва Жохова относятся породы, сложенные вулканическим стеклом, в котором угадывается флюидальная текстура. В стекло погружены редкие вкрапленники оливина и пироксена. В работе (Silantyev et al., 2004) породы этой группы были отнесены к лимбургитам.

Мантийные ксенолиты, присутствующие в базальтовых лавах о-ва Жохова, представлены шпинелевыми лерцолитами. Как следует из врезки на рис. 1, их образцы были отобраны в обнажении, сложенном оливиновыми базальтами. Ксенолиты характеризуются линзовидной формой и обладают идиоморфнозернистой структурой. Краевые части ксенолитов обнаруживают признаки высокотемпературной перекристаллизации, проявленной в образовании вторичного мелкозернистого оливина (рис. 2). Изученные в настоящей работе пять образцов шпинелевых лерцолитов характеризуются выдержанным минеральным составом и состоят из идиоморфного оливина (40–60%), орто- и клинопироксена (30–40%) с размерами зерен до 2–3 мм и идиоморфной шпинели размерами зерен до 1 мм. В петрографическом отношении изученные ксенолиты достаточно однородны и представлены классическими шпинелевыми лерцолитами. Вмещающими породами для всех пяти изученных образцов являются темно-серые слабо пористые оливиновые базальты.

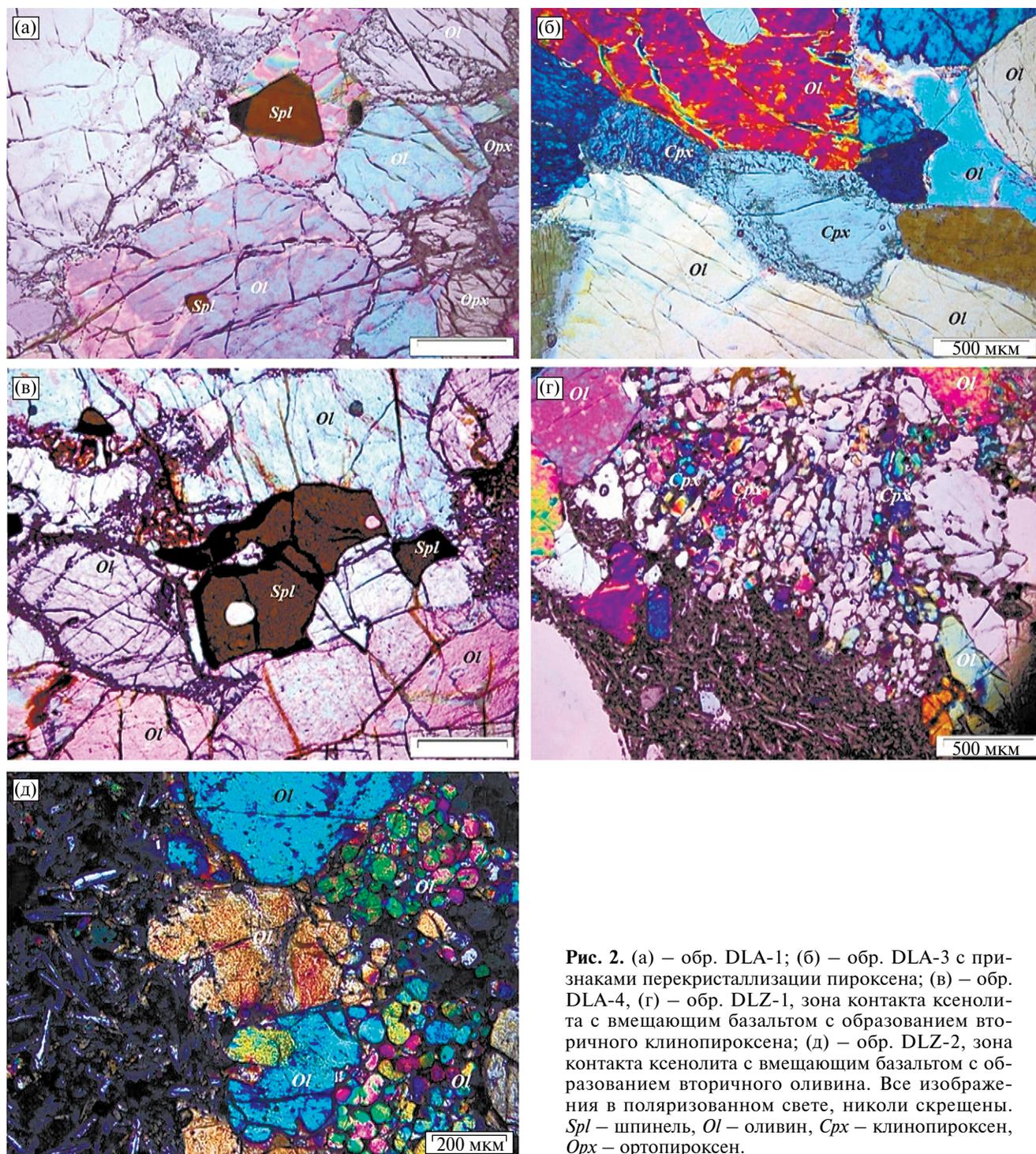
Петрографическое изучение пород осуществлялось с помощью поляризационного микроскопа Olympus BX 51, а определение состава минералов и стекол в полированных шлифах проводилось

с использованием сканирующего электронного микроскопа с полевым катодом (FEG SEM) TESCAN MIRA, оборудованного энергодисперсионным спектрометром ULTIM MAX 100 (Oxford Instruments) в ГЕОХИ РАН (Москва). Количественный анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 1.4 нА при накоплении в спектре  $10^6$ – $3 \times 10^6$  импульсов. Обработка данных проводилась под программным управлением Aztec 5.0. В качестве стандартов использовались минералы и соединения элементов. Точность определения главных элементов составляла около 2 отн. %, порог расчетного содержания примесных элементов составлял 3σ. Для избежания потерь счета некоторых элементов, в частности Na, участки стекол анализировались на площадках размером около  $10 \times 10$  мкм при их сканировании. Анализ некоторых участков систематически характеризовались низкими суммами (89–94 мас. %) при суммах на других участках 98–101 мас. %. Мы предполагаем, что заниженные суммы могут быть связаны с содержанием летучих компонентов, в частности H<sub>2</sub>O или групп OH<sup>-</sup>, хотя это предположение, безусловно, требует проверки спектрометрическими методами. Полученные аналитические данные свидетельствуют в пользу мнения, что метод ЭДС навряд ли применим для определения низких концентраций компонентов (Лаврентьев и др., 2015).

### СОСТАВ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ И ПРИЗНАКИ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ МИНЕРАЛОВ В МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТАХ О-ВА ЖОХОВА

#### *Признаки перекристаллизации минералов в мантийных ксенолитах о-ва Жохова*

Практически во всех работах, посвященных мантийным ксенолитам шпинелевых лерцолитов, выносимых к поверхности внутриплитными магматическими расплавами (например, Leeman, Ertan, 1998; Lustrino et al., 1999; Arai et al., 1995; Comin-Chiaramonti et al., 2009; Su et al., 2011; Wang et al., 2012; Ашихмин и др., 2018; Yudalevich, Vapnik, 2018), отмечаются признаки их перекристаллизации. Согласно цитируемым авторам, эта перекристаллизация отражает или декомпрессионное плавление материала ксенолитов по мере их транспорта, или его взаимодействие с вмещающим расплавом. Характерной особенностью перекристаллизации минеральных зерен внутри изученных ксенолитов, так же как в ксенолитах, упоминаемых в процитированных выше работах, являются губчатые (spongy) и ситовидные (sieve) структуры, развивающиеся в зонах перекристаллизации. Представительные анализы минеральных фаз мантийных ксенолитов о-ва Жохова приведены в табл. 1.



**Рис. 2.** (а) – обр. DLA-1; (б) – обр. DLA-3 с признаками перекристаллизации пироксена; (в) – обр. DLA-4, (г) – обр. DLZ-1, зона контакта ксенолита с вмещающим базальтом с образованием вторичного клинопироксена; (д) – обр. DLZ-2, зона контакта ксенолита с вмещающим базальтом с образованием вторичного оливина. Все изображения в поляризованном свете, николи скрещены. *Spl* – шпинель, *Ol* – оливин, *Cpx* – клинопироксен, *Opx* – ортопироксен.

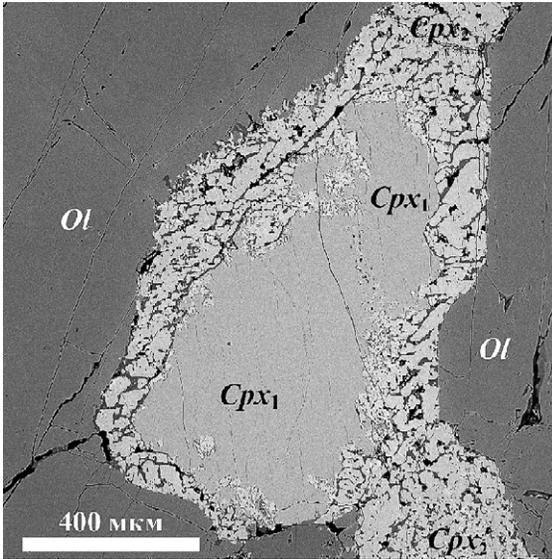
Губчатая структура, в строении которой вместе с мелкими выделениями стекла участвует новообразованный высокохромистый клинопироксен, близкий по составу к хромистому авгиту, отчетливо проявлена в обр. DLA-3 (рис. 3, табл. 1). В этом образце вторичный клинопироксен в реакционных каймах вокруг первичного клинопироксена

обнаруживает, по сравнению с ним, более высокие содержания титана и хрома при более низких – алюминия и натрия (рис. 4). Оливин в изученных ксенолитах при его перекристаллизации становится менее магнезиальным и, по сравнению с первичным оливином, характеризуется более низкими содержаниями CaO и NiO (рис. 5). В обр. DLZ-2

Таблица 1. Представительные ЭДС анализы основных минералов в ксенолитах (мас. %)

Компоненты	Ol				Opx		Cpx										Spl			
	DLA-1	DLA-3	DLA-4 <sup>1</sup>	DLA-4 <sup>2</sup>	DLZ-1	DLZ-2	DLZ-1 <sup>3</sup>	DLZ-1 <sup>4</sup>	DLZ-2 <sup>3</sup>	DLZ-2 <sup>4</sup>	DLA-1 <sup>3</sup>	DLA-1 <sup>4</sup>	DLA-3 <sup>3</sup>	DLA-3 <sup>4</sup>	DLA-4 <sup>5</sup>	DLA-4 <sup>6</sup>	DLZ-2 <sup>7</sup>	DLZ-2 <sup>8</sup>	DLA-1 <sup>7</sup>	DLA-1 <sup>8</sup>
SiO <sub>2</sub>	38.93	40.72	40.44	39.53	54.51	56.01	52.50	52.23	52.30	54.00	51.29	52.63	50.37	52.08	54.68	46.07	0.3	0.9	0.2	0.3
TiO <sub>2</sub>	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.7	0.5	0.5	0.2	3.79	<0.1	0.2	0.3	0.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	4.17	3.51	6.21	3.80	5.84	1.97	6.22	3.99	7.05	3.76	0.86	6.53	59.09	51.59	51.37	43.92
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	0.2	0.7	0.9	0.6	1.23	1.05	1.47	1.14	1.32	2.04	0.4	8.47	15.59	14.97	21.33
FeO*	17.47	9.93	12.71	16.63	6.26	6.72	2.68	2.88	2.62	3.38	2.86	3.08	3.37	3.20	3.73	7.35	10.08	11.15	13.44	
NiO	0.2	0.3	0.2	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.5	0.3	0.4	0.3
MnO	0.4	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
MgO	42.08	48.43	46.81	43.24	32.93	33.71	15.06	17.40	14.75	18.69	15.67	17.10	16.02	17.55	19.00	12.64	21.71	20.58	20.46	19.04
CaO	0.2	0.1	0.2	0.2	0.7	0.4	20.26	21.02	20.69	20.04	18.77	21.12	19.46	20.57	18.63	22.02	<0.1	0.3	<0.1	<0.1
Na <sub>2</sub> O	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.7	0.5	1.8	0.5	1.63	0.7	2.17	0.6	1.03	0.6	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
K <sub>2</sub> O	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Сумма	99.29	99.93	100.56	100.11	99.26	100.78	99.97	99.16	99.27	100.50	97.89	100.93	100.23	99.58	100.28	99.68	99.16	99.63	98.96	99.17

Примечание. \*Все железо представлено как FeO. Новообразованный оливин из эндоконтактной зоны ксенолита с базальтом (рис. 8); <sup>2</sup>новообразованный оливин из экзоконтактной зоны ксенолита с базальтом (рис. 8); <sup>3</sup>первичный клинопироксен; <sup>4</sup>новообразованный клинопироксен в каймах; <sup>5</sup>новообразованный клинопироксен из эндоконтактной зоны ксенолита с базальтом; <sup>6</sup>новообразованный клинопироксен из экзоконтактной зоны ксенолита с базальтом; <sup>7</sup>первичная (не затронутая перекристаллизацией) шпинель; <sup>8</sup>новообразованная шпинель из внешней каймы.

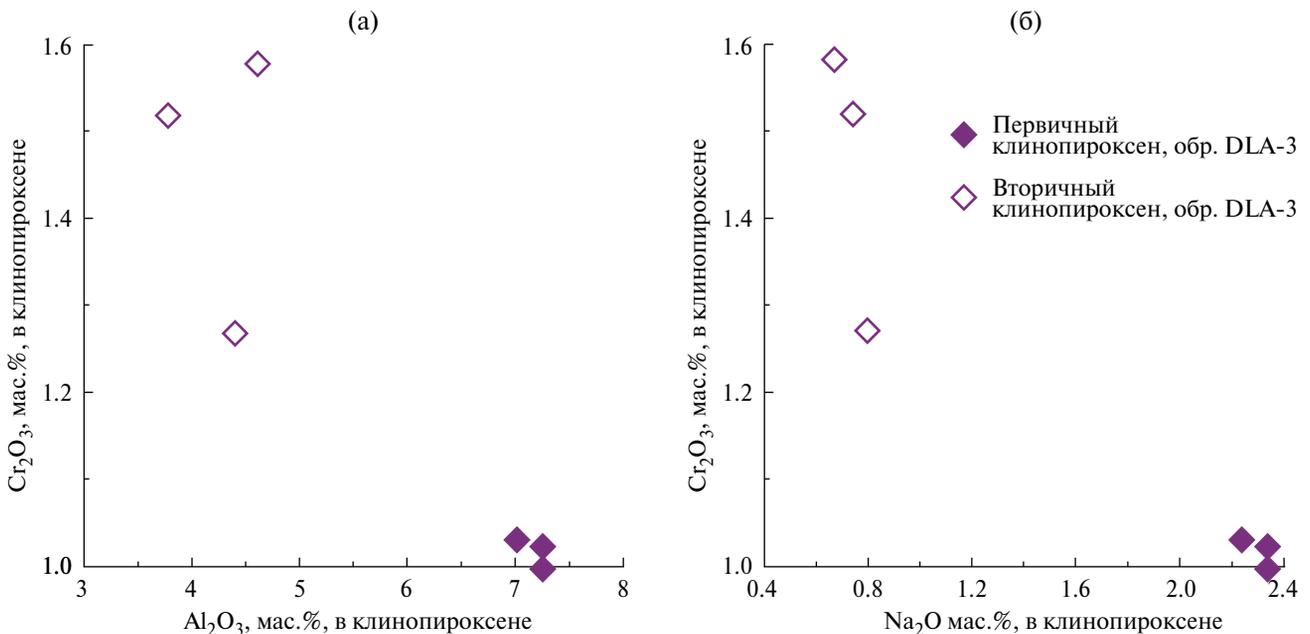


**Рис. 3.** Перекристаллизация пироксена в обр. DLA-3 с образованием губчатой структуры в кайме, обрамляющей первичный клинопироксен и сложенной вторичным пироксеном. Здесь и далее изображение в обратнорассеянных электронах. *Ol* – оливин, *Cpx<sub>1</sub>* – первичный клинопироксен, *Cpx<sub>2</sub>* – вторичный клинопироксен.

наблюдаются ситовидные каймы вокруг первичной шпинели (рис. 6). Вторичная шпинель в этих каймах обнаруживает более высокие содержания хрома и титана при более низкой магнезиальности по сравнению с первичной шпинелью (табл. 1; рис. 7).

Проявления реакций минералообразования, происходящих после захвата ксенолитов расплавом, связаны преимущественно с образованием вторичных минеральных фаз на границе (контакте) ксенолита и базальтового расплава. Наглядно эта перекристаллизация проявлена в обр. DLA-4, в котором в приконтактной зоне ксенолита наблюдается перекристаллизация крупных зерен ортопироксена с образованием двух реакционных кайм: внутренней, состоящей из оливина, клинопироксена и стекла; и внешней – сложенной оливином, шпинелью, клинопироксеном и стеклом (рис. 8). Оливин во внешней кайме отличается по составу от этой фазы, присутствующей во внутренней кайме, более высоким содержанием кальция и меньшей магнезиальностью (табл. 1, 2). По сравнению с пироксеном из внутренней каймы, пироксен во внешней кайме характеризуется более высокими содержаниями алюминия, кальция и титана при более низком содержании хрома и низкой магнезиальности. Шпинель во внешней зоне практически полностью замещена хромистым титаномагнетитом. Ранее подобное поведение шпинели в аналогичном случае было описано в (Wang et al., 2012).

Близкие к описанным выше тренды изменения состава минералов, слагающих шпинелевые лерцолиты из мантийных ксенолитов о-ва Жохова, были представлены в работе (Никитина и др., 2023). К этому следует добавить, что указанные тренды минералообразования являются универсальной чертой для мантийных ксенолитов того же петрографического типа, что и ксенолиты о-ва Жохова, связанных с проявлениями внутриплитного



**Рис. 4.** Вариации содержаний  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (а) и  $\text{Na}_2\text{O}$  (б) в клинопироксене из изученных шпинелевых лерцолитов при их перекристаллизации.

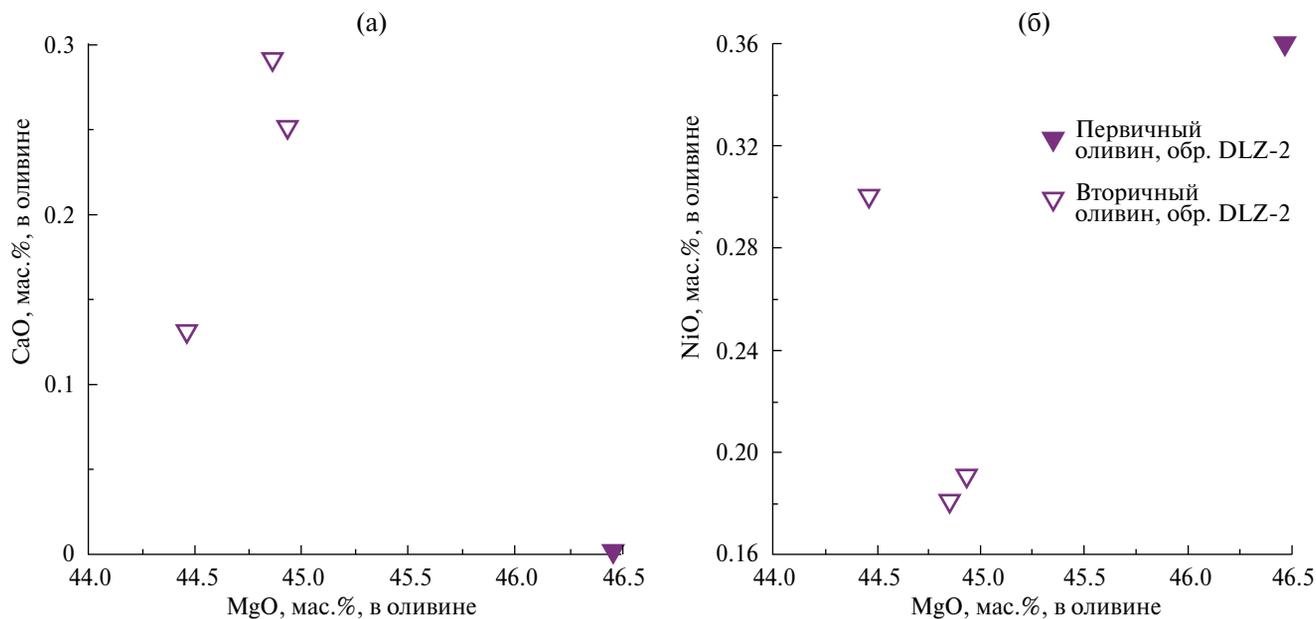


Рис. 5. Вариации содержаний MgO и CaO (а) и NiO (б) в оливине из изученных ксенолитов при их перекристаллизации.

магматизма. Подобные тренды перекристаллизации мантийных ксенолитов шпинелевых лерцолитов были установлены ранее в (Arai et al., 1995; Lustrino et al., 1999; Litasov et al., 2003; Ionov et al., 2005; Kovacs et al., 2007; Aliani et al., 2009; Su et al., 2011; Wang et al., 2012; Ашихмин и др., 2018).

*Состав и происхождение стекол из мантийных ксенолитов о-ва Жохова*

Во всех изученных ксенолитах было установлено присутствие расплавных включений, обнаруживающих значительные вариации состава, охватывающие широкую область на классификационной диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$  от фойдитов до трахитов (рис. 9, табл. 2). При этом точки состава стекол, измеренных во внутренних частях ксенолитов, ложатся на тренд, соответствующий всему спектру вариаций состава вмещающих оливиновых базальтов (табл. 2). Как видно из рис. 9, точки состава стекол, присутствующих в зоне контакта ксенолита с вмещающими вулканитами или вблизи нее (в том числе внутри ксенолита), обр. DLA-4, располагаются значительно выше (по оси  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ) относительно указанного тренда. Изученные закалочные стекла по составу могут быть отнесены к двум группам: натровой ( $\text{Na}_2\text{O} \geq 4$  мас. %) и калиевой, в которой при низком содержании натрия ( $\text{Na}_2\text{O} \leq 0.3$  мас. %) содержание  $\text{K}_2\text{O}$  варьирует от 10 до 16 мас. % (табл. 2, рис. 10). Стекла, присутствующие в изученных образцах, по характеру их локализации относятся к нескольким группам: 1) мелкие амебовидные формы в минеральных фазах (преимущественно в клинопироксене), слагающих

ксенолиты; 2) интерстициальные (межзерновые) или жильные обособления в ксенолитах (рис. 12 и 3), мелкие выделения в реакционных зонах на контакте ксенолитов и вмещающих оливиновых базальтов (рис. 8 и 12). Рисунки 10 и 11 демонстрируют вариации состава изученных стекол в зависимости от их локализации. Результаты

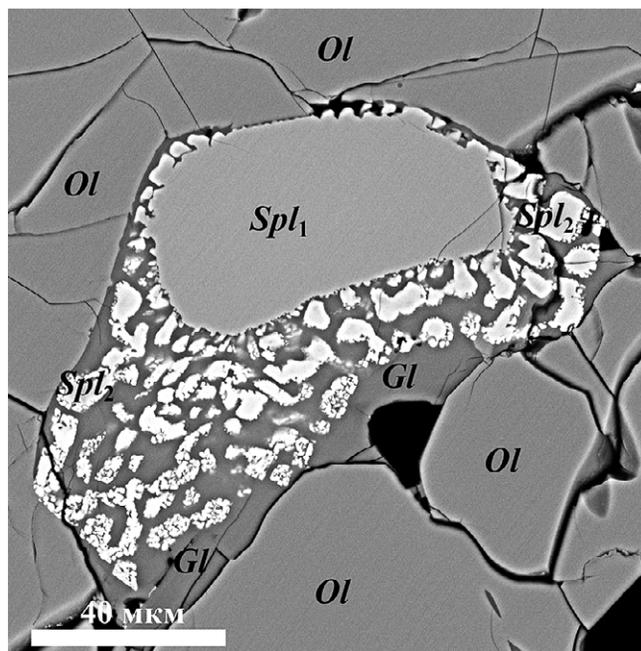


Рис. 6. Перекристаллизация шпинели в мантийном ксенолите, обр. DLZ-2. Spl<sub>1</sub> – первичная шпинель, Spl<sub>2</sub> – вторичная шпинель, Ol – оливин, Gl – стекло.

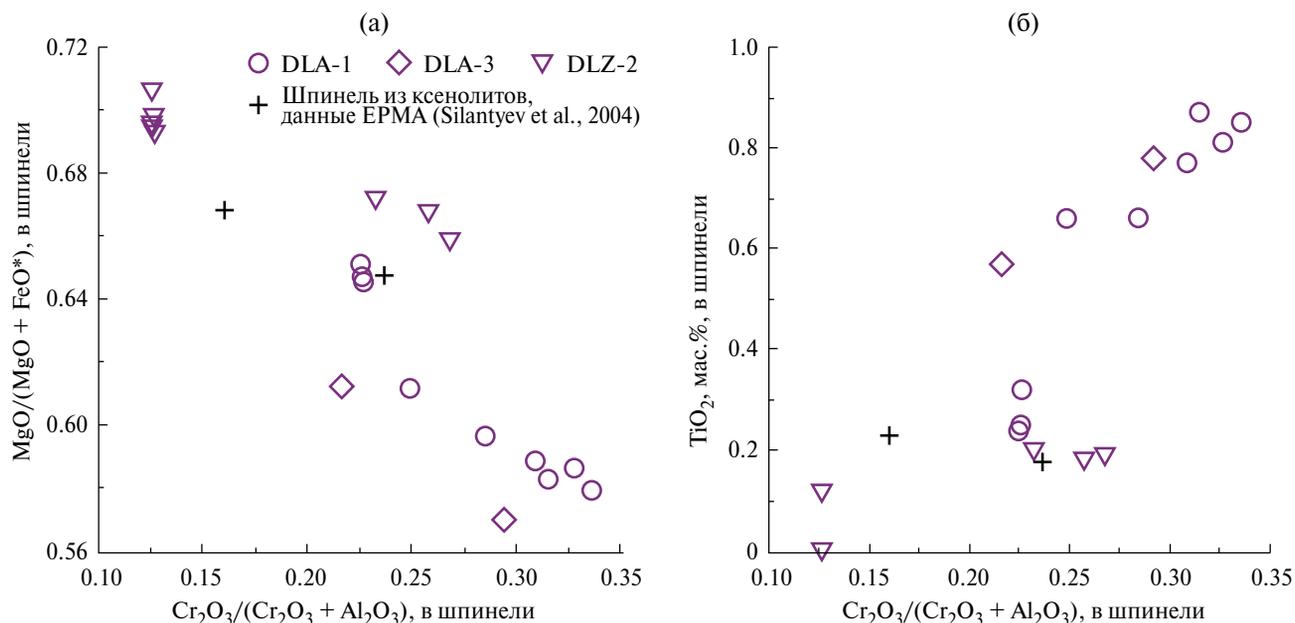


Рис. 7. Вариации хромистости и магниальности (а); содержание  $TiO_2$  (б) в шпинели из изученных ксенолитов.

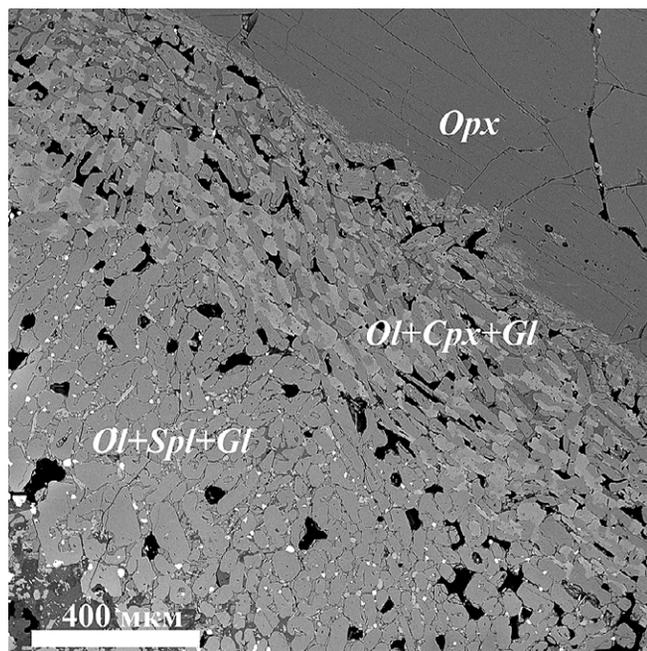


Рис. 8. Перекристаллизация ортопироксена в зоне контакта мантийного ксенолита с вмещающим оливиновым базальтом, обр. DLA-4.

сравнительного анализа вариаций состава стекол натровой группы, так же как их морфологические особенности, позволяют предполагать, что они были образованы при взаимодействии ксенолитов с магматическим расплавом, родительским для вмещающих оливиновых базальтов. Аномально высокое содержание  $K_2O$  в стеклах калиевой группы внутри ксенолитов и то обстоятельство, что, в

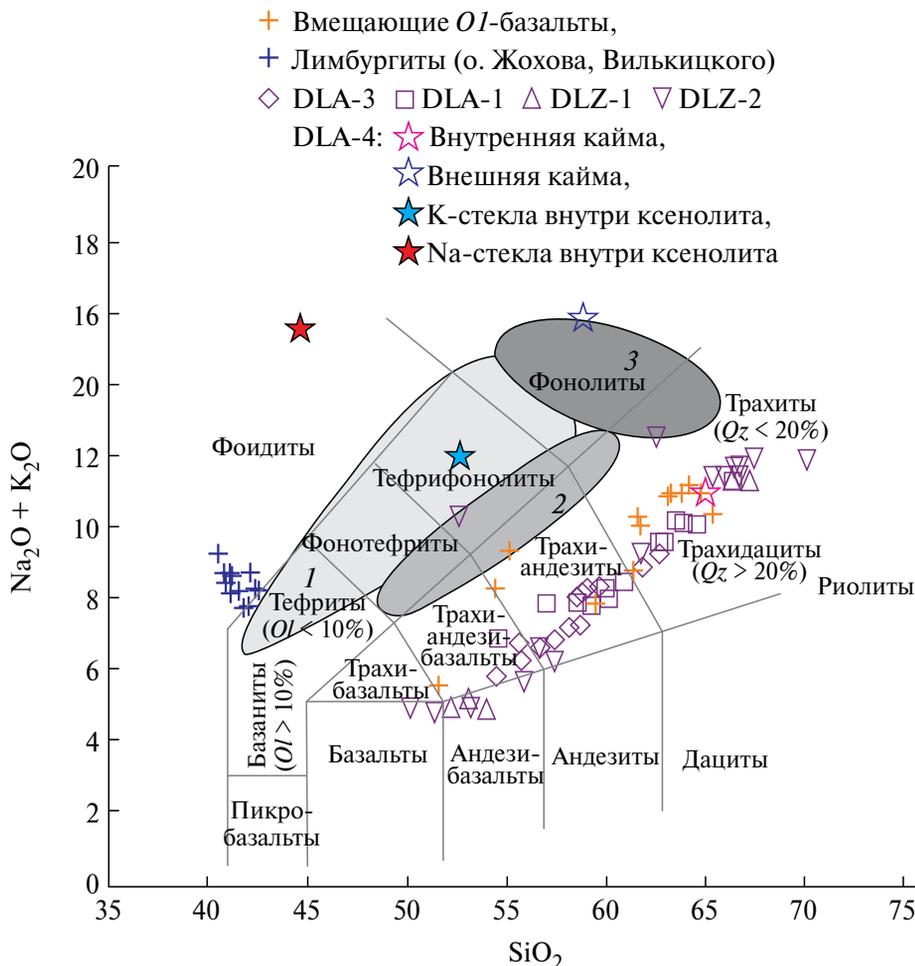
отличие от стекол натровой группы, локализованных в межзерновом пространстве или в жильных обособлениях, они образуют разобщенные мелкие включения во вмещающих минеральных фазах, возможно, свидетельствуют о том, что эти стекла были образованы *in situ* при плавлении первичной калийсодержащей фазы, которой, возможно, являлся флогопит (рис. 11 и 12). По (Lustrino et al., 1999) возможная реакция, по которой происходит образование этих стекол, выглядит следующим образом:  $0.9Cpx_1 + 0.5Spl_1 + 0.7Phl_1 = 3.8Cpx_2 + 0.6Spl_2 + 0.1Ol_2 + 1.0K\text{-melt}$  (Стекло), где индексы 1 и 2 обозначают первичные и вторичные фазы соответственно. Подобный механизм образования калийсодержащих расплавов в мантийных ксенолитах шпинелевых лерцолитов описан во многих работах, посвященных изучению ареалов внутриплитного магматизма (например, Yaxley, Kamenetsky, 1999; Ашихмин и др., 2018). Следует заметить, что предложенная схема образования высококалийевых стекол в мантийных ксенолитах о-ва Жохова противоречит существующим сведениям о присутствии флогопита в мантийных шпинелевых лерцолитах преимущественно в виде интерстиций между зернами оливина и пироксена или жильных обособлений (например, Lustrino et al., 1999), в то время как в изученных образцах эти стекла образуют амбовидные формы внутри клинопироксена.

Для реконструкции механизма происхождения расплавных включений различного состава, установленных в мантийных ксенолитах о-ва Жохова, полезно рассмотреть соотношения между ними в различных участках внутри тела ксенолитов (см. выше) и в зонах их контакта с

Таблица 2. Представительные ЭДС анализы стекол в ксенолитах и контактовой зоне (мас. %)

Компоненты	DLZ-1	DLZ-1	DLZ-2	DLZ-2	DLZ-2	DLZ-2	DLZ-2	DLA-1	DLA-1	DLA-1	DLA-1	DLA-3	DLA-3	DLA-3	DLA-3	DLA-3	DLA-4	DLA-4	DLA-4	DLA-4	DLA-4 <sup>1</sup>	DLA-4 <sup>2</sup>	DLA-4 <sup>2</sup>	DLA-4 <sup>3</sup>	DLA-4 <sup>4</sup>
SiO <sub>2</sub>	54.10	53.14	67.50	56.7	55.93	50.17	66.42	63.60	61.00	57.09	48.95	59.73	58.88	56.76	55.81	54.54	61.44	58.77	50.37	50.82	47.14	54.19	52.58	64.91	58.91
TiO <sub>2</sub>	0.2	0.2	0.5	0.2	<0.1	0.1	0.4	0.3	0.5	0.3	0.2	0.3	0.7	0.5	0.7	0.4	<0.1	<0.1	0.5	0.1	<0.1	0.2	0.6	0.3	0.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.21	28.28	19.06	26.27	26.39	27.90	20.56	21.29	24.69	26.30	30.64	23.18	22.89	23.33	19.62	20.76	23.25	25.22	19.32	29.49	30.17	20.48	20.06	19.72	23.67
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	4.80	<0.1	<0.1	<0.1	1.53	0.9	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	0.1	<0.1	<0.1	0.4	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
FeO*	0.84	1.00	0.6	0.8	0.4	1.77	0.3	0.3	0.7	0.98	0.8	0.4	0.6	0.7	1.54	2.53	0.2	0.2	2.18	0.6	0.7	0.6	1.3	0.6	0.6
MgO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	1.33	0.2	0.1	0.2	0.7	0.3	0.2	0.6	1.51	3.72	8.29	0.2	0.2	5.90	<0.1	<0.1	0.7	0.5	0.5	<0.1
CaO	11.87	11.02	0.3	8.27	9.17	9.00	1.4	2.81	5.96	6.09	2.2	5.51	5.89	8.82	11.97	6.72	4.81	7.08	10.13	0.6	1.26	1.69	2.1	1.0	0.3
Na <sub>2</sub> O	4.65	4.92	6.23	6.43	5.64	5.00	6.88	7.19	7.77	7.32	13.48	7.51	7.35	6.26	5.88	5.39	8.03	7.16	8.80	16.58	16.34	0.1	0.3	6.8	<0.1
K <sub>2</sub> O	0.3	0.3	5.95	0.5	0.3	0.2	4.47	3.06	0.8	0.6	1.93	0.9	0.95	0.5	0.5	0.5	0.9	0.5	19.98	1.53	2.59	13.11	11.17	4.28	15.95
Сумма	101.36	99.00	100.31	99.39	98.05	100.31	100.56	98.63	101.56	101.00	100.54	97.77	98.18	98.35	100.14	99.38	98.73	99.05	99.75	99.73	98.20	91.02	89.27	98.45	99.88

Примечание. \*Все железо представлено как FeO. <sup>1</sup> Богатое Na стекло внутри ксенолита; <sup>2</sup> богатое K стекло внутри ксенолита; <sup>3</sup> стекло из внутренней каймы вокруг ортопироксена в зоне контакта ксенолита с базальтом (рис. 8); <sup>4</sup> стекло из внешней каймы вокруг ортопироксена в зоне контакта ксенолита с базальтом (рис. 8).



**Рис. 9.** Вариации содержания  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  и  $\text{SiO}_2$  в стеклах из изученных шпинелевых лерцолитов. Поля состава вулканических пород различной щелочности приведены по (Cox et al., 1979). Состав вмещающих изученных ксенолитов *OI*-базальтов и лимбургитов о-ва Жохова приведены по (Silant'ev et al., 2004). Составы стекол DLA-1, DLA-3, DLZ-1 и DLZ-2 измерены внутри ксенолитов. 1 – щелочные базальты, вмещающие мантийные ксенолиты, Канарские о-ва (Wulff-Pederson et al., 1999). Составы натровых (2) и калиевых (3) расплавных включений в мантийных ксенолитах, выносимых щелочными базальтами в различных регионах Земли (Coltorti et al., 2000).

вмещающими оливиновыми базальтами. Очень наглядно подобного рода соотношения демонстрируют рис. 8 и 13, на которых представлена приконтактная зона ксенолита, обр. DLA-4, в которой произошла перекристаллизация крупных зерен ортопироксена с образованием вокруг них реакционных кайм, в строении одной из которых (внутренней) участвует стекло натрового типа, в то время как другая (внешняя) сложена стеклом с высоким содержанием калия. Вмещающий ксенолит, обр. DLA-4, щелочной базальт вблизи области контакта, наряду с оливином и клинопироксеном, содержит зерна лейцита, нефелина и плагиоклаза андезин-олигоклазового состава (рис. 14, табл. 3). Примечательно, что в ранней работе (Silant'ev et al., 2004) при обычном петрографическом изучении щелочных оливиновых базальтов и лимбургитов о-ва Жохова присутствие в них лейцита

и нефелина установлено не было. К этому следует добавить, что состав натровых стекол, расположенных внутри ксенолита вблизи зоны контакта в обр. DLA-4, воспроизводит стехиометрию нефелина (рис. 9, табл. 2) и, возможно, соответствует составу расплавных включений во вмещающем базальтоиде. Обе зоны перекристаллизации ортопироксена на контакте с вмещающими базальтами характеризуются четко выраженной губчатой структурой, причем внутренняя зона, по сравнению с внешней, – более мелкозернистая. Во внутренней зоне натровое стекло ассоциирует с оливином и высокохромистым клинопироксеном, а высококалиевое стекло во внешней – с оливином, менее хромистым клинопироксеном и хром-шпинелью. Судя по существующим данным, подобные описанным выше реакционные зоны являются характерным признаком взаимодействия ксенолитов мантийных

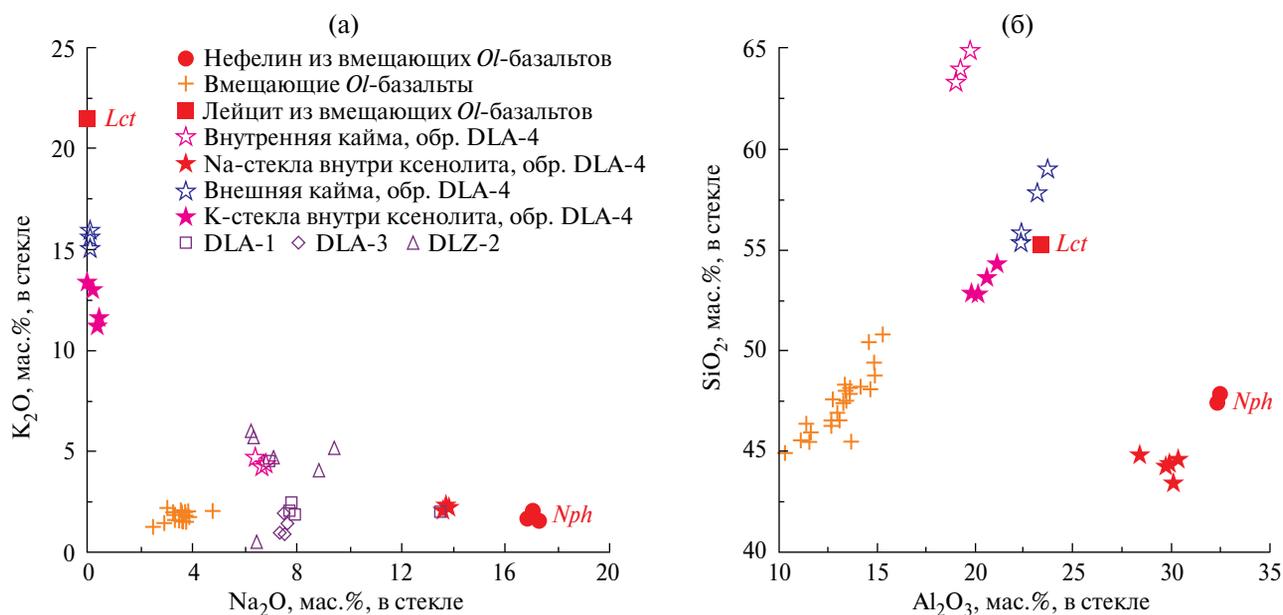


Рис. 10. Вариации содержаний  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  (а);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2$  (б) в стеклах из изученных шпинелевых лерцолитов. Состав нефелина и лейцита приведен в табл. 2. *Lct* – лейцит, *Nph* – нефелин.

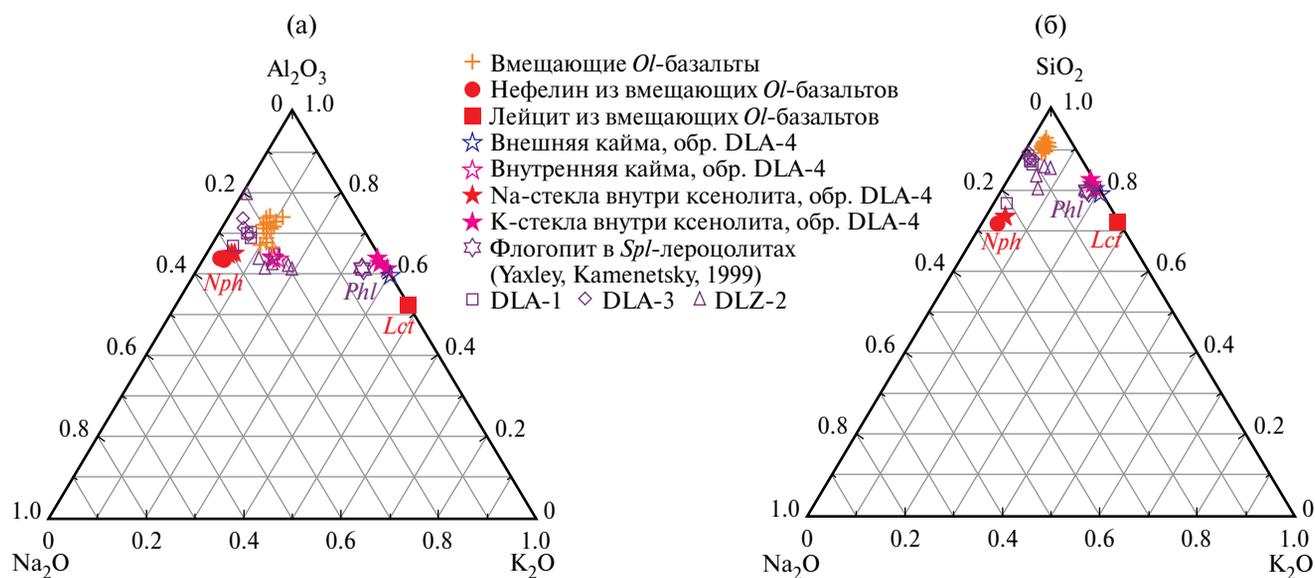


Рис. 11. Вариации содержаний  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (а) и  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$  (б) в изученных стеклах. Состав флогопита из мантийных шпинелевых лерцолитов приведен по (Yaxley, Kamenetsky, 1999). Составы нефелина и лейцита приведены в табл. 2.

шпинелевых лерцолитов со щелочными базальтовыми расплавами (Arai, Abe, 1995; Yudalevich, Varnik, 2018). Натровые стекла из внутренней, ближней к ортопироксену, каймы отличаются от калиевых стекол внешней каймы также более высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  (рис. 10 и 11), что согласуется с данными, приведенными в (Litasov et al., 2003; Miller et al., 2012) и свидетельствующими об

образовании стекол с подобным составом при инконгруэнтном плавлении ортопироксена. В работе (Arai, Abe, 1995) предположено, что внутренняя зона, окаймляющая ортопироксен, образуется при реакционном взаимодействии этой фазы с магматическим расплавом по следующей схеме: ортопироксен + расплав (щелочной базальт) = оливин + клинопироксен + обогащенный  $\text{SiO}_2$  расплав.

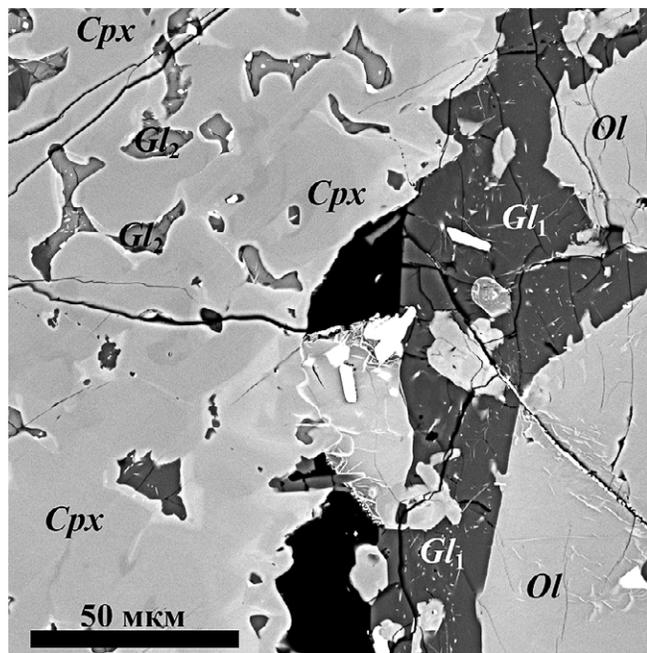


Рис. 12. Положение в мантийных ксенолитах о-ва Жохова высококальциевых (амебовидные выделения в клинопироксене) и высоконатровых (обособления в интерстициях и жилах) стекол, обр. DLA-4.

Аналогичными минералогическими и геохимическими чертами характеризуются внутренние реакционные зоны, установленные в мантийных ксенолитах о-ва Жохова. Таким образом, можно предполагать, что высоконатровые стекла в зонах контакта мантийных ксенолитов о-ва Жохова с вмещающими оливиновыми базальтами образовались при реакционном взаимодействии ортопироксена ксенолитов со щелочным базальтовым расплавом.

В пользу этого механизма образования в ксенолитах о-ва Жохова стекол с натровой специализацией говорит отмеченное выше совпадение вариации параметров их состава с трендом вариации состава оливиновых базальтов, который отражает эволюцию их родительского расплава по мере его фракционирования. Интерпретация происхождения высококальциевых стекол из внешних реакционных зон, развитых по ортопироксену, нуждается в более комбинированном подходе. С. Араи и Н. Абэ (Arai, Abe, 1995) считают, что хромистая шпинель из внешней зоны перекристаллизации ортопироксена была образована из расплава, являющегося продуктом смешения обогащенного  $\text{SiO}_2$  расплава из внутренней зоны с более примитивным щелочным расплавом. Близкая схема образования высококальциевых стекол в мантийных ксенолитах предложена в (Coltorti et al., 2000). Авторы цитируемой работы полагают, что образование высококальциевых стекол в мантийных ксенолитах шпинелевых лерцолитов отражает эволюцию состава щелочного

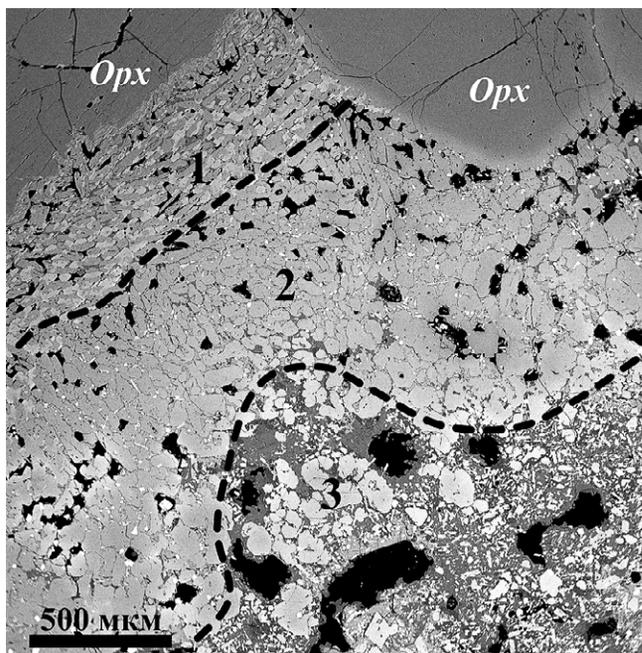


Рис. 13. Контакт ксенолита с базальтом, обр. DLA-4. Orpx – ортопироксен ксенолита; 1 – внутренняя зона; 2 – внешняя зона; 3 – вмещающий базальт. Изображение в обратнорассеянных электронах.

силикатного расплава, ответственного за перекристаллизацию материала мантийных ксенолитов и имеющего на ранних этапах захвата ксенолитов натровую специфику, сменяющуюся позже

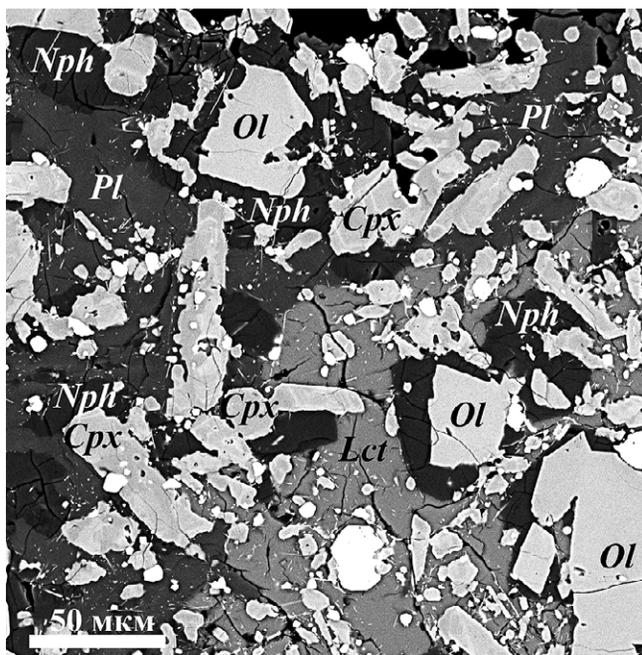


Рис. 14. Базальт, обр. DLA-4. Ol – оливин, Cpx – клинопироксен, Pl – олигоклаз, Lct – лейцит, Nph – нефелин. Изображение в обратнорассеянных электронах.

**Таблица 3.** Представительные ЭДС анализы основных минералов из базальта (мас. %), обр. DLA-4

Оксиды	<i>OI</i>		<i>Срх</i>		<i>Pl</i>		<i>Lct</i>		<i>Nph</i>	
SiO <sub>2</sub>	37.88	38.43	49.84	50.09	58.39	62.37	55.06	55.12	47.74	47.45
TiO <sub>2</sub>	<0.1	<0.1	2.27	2.25	<0.1	<0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.1	<0.1	4.91	4.80	25.77	23.65	23.25	23.32	32.46	32.35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
FeO*	22.36	22.48	7.43	7.54	1.03	0.4	0.3	0.2	0.7	0.8
MnO	0.5	0.6	0.2	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
MgO	38.22	38.46	13.19	13.42	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
CaO	0.3	0.2	21.41	21.51	6.14	5.01	0.2	0.1	1.23	1.25
Na <sub>2</sub> O	<0.1	<0.1	0.7	0.5	6.76	8.01	<0.1	<0.1	16.82	16.58
K <sub>2</sub> O	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	1.36	1.49	21.42	21.57	1.90	2.10
Сумма	99.26	99.74	99.89	100.48	99.45	100.93	100.32	100.43	100.89	100.50

\*Все железо представлено как FeO.

на калиевую. В пользу этого механизма образования реакционной зональности, наблюдаемой на контакте ксенолитов о-ва Жохова с оливиновыми базальтами, говорит контрастный состав стекол внутренней и внешней зон вокруг ортопироксена и широкое распространение в базальтах контактовой зоны лейцита (табл. 2, рис. 14). К этому следует добавить, что в изученных образцах установлено закономерное увеличение щелочности в стеклах по направлению от внутренних частей ксенолитов к их контакту с вмещающими вулканическими породами (рис. 9). В этом контексте то обстоятельство, что внутренняя (натровая) кайма на контакте ксенолита с вмещающим базальтом предшествует по времени своего образования более поздней – высококалиевой, также указывает на смену геохимической специализации расплава, участвующего в перекристаллизации ксенолита. Другим подтверждением правдоподобности схемы, предложенной в (Coltorti et al., 2000), следует считать установленную ранее смену в узком интервале времени геохимической специализации внутриплитного вулканизма о-ва Жохова в ряду оливиновые базальты (обр. DL-19: SiO<sub>2</sub> = 50.40 мас. %, Na<sub>2</sub>O = 3.83 мас. %, K<sub>2</sub>O = 1.67 мас. %; 5.62–0.53 млн лет) – лимбургиты (обр. DL-34: SiO<sub>2</sub> = 42.60 мас. %, Na<sub>2</sub>O = 4.00 мас. %, K<sub>2</sub>O = 2.80 мас. %; 4.21–1.90 млн лет) (Silant'ev et al., 2004). Следует заметить, что высокое содержание натрия и калия в реакционных зонах вокруг ортопироксена нельзя объяснить одним лишь механизмом его инконгруэнтного плавления (Auer et al., 2020). Существенный вклад в образование расплавов включений с высоким содержанием щелочей, согласно (Shaw, 1999; Auer et al., 2020), вносят процессы диффузии и смешения, происходящие в реакционной зоне и

сопровожающие частичное плавление мантийных ксенолитов. Представленные выше данные о характере локализации и состава стекол в изученных ксенолитах шпинелевых лерцолитов позволяют предполагать, что контрастность состава двух зон перекристаллизации ортопироксена в обр. DLA-4 отражает эволюцию состава расплава, родительского для вмещающих щелочных базальтов по мере его транспорта к поверхности. В то же время об этом свидетельствуют тренды изменения состава закалочных стекол и характер их соотношений с трендами вариаций состава вмещающих оливиновых базальтов и лимбургитов.

### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Ассоциация щелочных базальтов и выносимых ими мантийных ксенолитов, установленная на о-ве Жохова, в петрографическом и геохимическом отношении очень напоминает аналогичный комплекс пород, распространенных в северо-западной части архипелага Шпицберген, расположенного в 2800 км к западу от островов Де-Лонга, в западном секторе континентального шельфа Арктического бассейна (Silant'ev, 2019). Оба островных архипелага по существующим представлениям относятся к крупной магматической провинции HALIP (например, Gaina et al., 2014). Архипелаг Шпицберген, как и архипелаг Де-Лонга, расположен на внешней границе общего для них континентального шельфа по соседству со срединно-океаническим хребтом (СОХ): Арктический срединно-океанический хребет и хр. Гаккеля соответственно. В мировой системе СОХ хребет Гаккеля, как и Арктический срединно-океанический хребет, относятся к специ-

фическому классу хребтов, характеризующихся ультранизкими скоростями спрединга (Dick et al., 2003; Pedersen et al., 2010). Три четвертичных вулканических центра архипелага Шпицберген (Сверрефельл, Сигурдфельл, Хальвданпигген), образованных в результате инициации в этом регионе активного внутриплитного магматизма, связанного, возможно, с деятельностью расположенной вблизи горячей точки Ермак, выносятся к поверхности ксенолиты мантийных лерцолитов и нижнекорых пород (Skjelkvale et al., 1989; Treiman, 2012). В мантийных ксенолитах архипелага Шпицберген фиксируются признаки частичного плавления, напоминающие установленные в настоящем исследовании (Ашихмин и др., 2018). Как и в случае о-ва Жохова, мантийные лерцолиты архипелага Шпицберген представлены породами с четкими признаками обогащения сильно несовместимыми элементами (Ionov, 1998; Ionov et al., 2002; Silantsev et al., 2004; Ашихмин и др., 2018; Ашихмин, Скублов, 2019). Данные, приведенные в (Ionov et al., 2002; Silantsev et al., 2004), указывают на то, что изотопный состав Sr и Nd в породообразующих минералах лерцолитов из мантийных ксенолитов островов Жохова и Шпицберген обнаруживает сходство. В то же время амфибол, отмеченный в лерцолитах архипелага Шпицберген, так же как предполагаемое присутствие флогопита в лерцолитах о-ва Жохова, свидетельствуют в пользу метасоматического преобразования мантийного субстрата в обоих регионах.

Геохимические и изотопные особенности вулканических пород архипелагов Де-Лонга и Шпицберген указывают на их связь с внутриплитным магматизмом, индуцированным мантийным плюмом. Щелочные базальты архипелагов Шпицберген и Де-Лонга перекрываются по возрасту: 1.61–0.86 млн лет и 5.62–0.53 млн лет соответственно (Treiman, 2012; Silantsev et al., 2004). Таким образом, можно предполагать, что плюмовый магматизм спровоцировал магматическую активизацию Арктической пассивной континентальной окраины России одновременно на ее западном и восточном флангах.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенного исследования позволяют сформулировать ряд выводов, способствующих развитию существующих представлений о различных аспектах мантийного магматизма в акватории современного Арктического бассейна и полезных для построения адекватных геодинамических моделей образования и эволюции крупной магматической провинции HALIP.

Образование в мантийных ксенолитах о-ва Жохова высоконатровых стекол связано с реакционным взаимодействием шпинелевых лерцолитов с

магматическим расплавом, родительским для вмещающих оливиновых базальтов.

Высококалиевые стекла, присутствующие внутри мантийных ксенолитов, были образованы *in situ* при плавлении первичной калийсодержащей фазы, которой, скорее всего, являлся флогопит.

Образование в зонах контактовой перекристаллизации мантийных ксенолитов, контрастных по содержанию щелочей стекол, возможно, обусловлено эволюцией состава, ответственного за эту перекристаллизацию щелочного силикатного расплава, имеющего на ранних этапах захвата ксенолитов натровую специфику, сменяющуюся позже на калиевую.

Плюмовый магматизм спровоцировал магматическую активизацию крупной магматической провинции HALIP, расположенной в пределах Арктической пассивной континентальной окраины России, одновременно на ее западном и восточном флангах.

*Благодарности.* Авторы выражают признательность А.В. Гирнису и анонимному рецензенту за полезные замечания, которые позволили значительно улучшить содержание статьи, а также К.А. Лоренцу за помощь при обработке аналитических данных, полученных на электронном микроскопе TESCAN MIRA3.

*Источники финансирования.* Настоящее исследование осуществлялось за счет средств, выделяемых из бюджета на исследования в рамках госзадания ГЕОХИ РАН, ведущиеся по теме “Процессы, контролируемые образованием и эволюцией литосферы Земли”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ашихмин Д.С., Скублов С.Г. Неоднородность состава ксенолитов мантийных перидотитов из щелочных базальтов вулкана Сверре, архипелаг Шпицберген // Зап. Горного ин-та. 2019. Т. 239. С. 483–491.

Ашихмин Д.С., Скублов С.Г., Мельник А.Е. и др. Геохимия породообразующих минералов в мантийных ксенолитах из базальтов вулкана Сверре, архипелаг Шпицберген // Геохимия. 2018. № 8. С. 820–828.

Богдановский О.Г., Силантьев С.А., Карпенко С.Ф. и др. Древние мантийные ксенолиты в молодых вулканических породах острова Жохова, архипелаг Де-Лонга // Докл. АН СССР. 1993. Т. 330. № 6. С. 750–753.

Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. С. 1473–1482.

Никитина Л.П., Марин Ю.Б., Сироткин А.Н. и др. Петрография и минералогия мантийных ксенолитов в кайнозойских щелочных базальтах о. Жохова (арх. Новосибирские острова) как отражение этапов эволюции мантии // Минералого-геохимические исследования для решения проблем петро- и рудогенеза, выявления новых видов минерального сырья и их рационального использования и Федоровская сессия. Материалы конференции. Годичное собрание РМО. Санкт-Петербург, 10–12 октября. 2023. С. 48–50.

Савостин Л.А., Силантьев С.А., Богдановский О.Г. Новые данные о вулканизме о-ва Жохова, архипелаг Де-Лонга, Арктический бассейн // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 6. С. 1443–1447.

Силантьев С.А., Богдановский О.Г., Савостин Л.А., Кононкова Н.Н., Магматизм архипелага Де-Лонга (Восточная Арктика): петрология и петрохимия эффузивных пород и ассоциирующихся с ними ксенолитов (острова Жохова и Вилькицкого) // Геохимия. 1991. № 2. С. 267–277.

Akinin V.V., Gottlieb E.S., Miller E.I. et al. Age and composition of basement beneath the De-Long archipelago, Arctic Russia, based on zircon U-Pb geochronology and O-Hf isotopic systematics from crustal xenoliths in basalts of Zhokhov Island // *Arktos*. 2015. V. 1. № 9. doi: 10.1007/s41063-015-0016-6

Aliani P., Ntaflos T., Bjerg E. Origin of melt pockets in mantle xenoliths from southern Patagonia, Argentina // *J. South Amer. Earth Sci.* 2009. V. 28. P. 419–428.

Arai S., Abe N. Reaction of orthopyroxene in peridotite xenoliths with alkali-basalt melt and its implication for genesis of alpine-type chromitite // *Amer. Mineral.* 1995. V. 80. P. 1041–1047.

Auer A., Brenna M., Scott J.M. Influence of host magma alkalinity on trachytic melts formed during incongruent orthopyroxene dissolution in mantle xenoliths // *New Zealand J. Geol. Geophys.* 2020. V. 63. № 4. P. 547–561.

Coltorti M., Beccaluva L., Bonadiman C. et al. Glasses in mantle xenoliths as geochemical indicators of metasomatic agents // *Earth Planet. Scie. Lett.* 2000. V. 183. P. 303–320.

Comin-Chiaramonti P., Lucassen F., Girardi V.A.A. et al. Lavas and their mantle xenoliths from intracratonic Eastern Paraguay (South America Platform) and Andean Domain, NW-Argentina: a comparative review // *Mineral. Petrol.* 2009. doi:10.1007/s00710-009-0061-6

Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. The Interpretation of igneous rocks. London: G. Allen & Unwin, 1979. 450 p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>

Dick H.J.B., Lin J., Shouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // *Nature*. 2003. V. 426. P. 405–412.

Gaina C., Medvedev S., Torsvik T.H. et al. 4D Arctic: A glimpse into the structure and evolution of the arctic in the light of new geophysical maps, plate tectonics and tomographic models // *Surv. Geophys.* 2014. V. 35. P. 1095–1122. doi:10.1007/s10712-013-9254-y

Ionov D.A. Trace element composition of mantle-derived carbonates and coexisting phases in peridotite xenoliths from alkali basalts // *J. Petrol.* 1998. V. 39. № 11–12. P. 1931–1941.

Ionov D.A., Mukasa S.B., Bodinier J.-L. Sr-Nd-Pb isotopic compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen: numerical modelling indicates Sr-Nd decoupling in the mantle by melt percolation metasomatism // *J. Petrol.* 2002. V. 43. № 12. P. 2261–2278.

Ionov D.A., Prikhodko V.S., Bodinier J.-L. et al. Lithospheric mantle beneath the south-eastern Siberian craton: petrology of peridotite xenoliths in basalts from the Tokinsky Stanovik // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 149. P. 647–665.

Kovacs I., Hidas K., Hermann J. et al. Fluid induced melting in mantle xenoliths and some implications for the continental lithospheric mantle from the Minusinsk Region (Khakasia, southern Siberia) // *Geol. Carpathica*. 2007. V. 58. № 3. P. 211–228.

Leeman W.P., Ertan I.E. Diverse invasive melts in Cascadia mantle xenoliths: No subduction connection // *Goldschmidt Conference*. Toulouse. 1998. P. 875–876.

Litasov K.D., Simonov V.A., Kovyazin S.V. et al. Interaction between mantle xenoliths and deep-seated melts: Results of study of melt inclusions and interstitial glasses in peridotites from basanites of the Vitim Volcanic field // *Russ. Geol. Geophys.* 2003. V. 44. № 5. P. 417–431.

Lustrino M., Melluso L., Morra V. Origin of glass and its relationships with phlogopite in mantle xenoliths from central Sardinia (Italy) // *Per. Mineral.* 1999. V. 68. № 1. P. 13–42.

Miller C., Zanetti A., Thöni M. et al. Mafic and silica-rich glasses in mantle xenoliths from Wau-en-Namus, Libya: Textural and geochemical evidence for peridotite–melt reactions // *Lithos*. 2012. V. 128–131. P. 11–26.

Pedersen R.B., Rapp H.T., Thorseth I.H. et al. Discovery of a black smoker vent and vent fauna at the Arctic Mid-Ocean Ridge // *Nature Communications*. 2010. 1:126. doi: 10.1038/ncomms1124. [www.nature.com/naturecommunications](http://www.nature.com/naturecommunications)

Silantyev S. Neogene withinplate magmatism of De-Long Islands: Footprint of young mantle plume of the Eastern Arctic Basin // 7-th International Science

Conference. Large Igneous Province. Tomsk, Russia. Abstract Vol. 2019. P. 128–129.

*Silantyev S.A., Bogdanovskii O.G., Fedorov P.I. et al.* Intraplate magmatism of the De-Long Islands: A response to the propagation of the ultraslow-spreading Gakkel Ridge into the passive continental margin in the Laptev Sea // *Russ. J. Earth Sci.* 2004. V. 6. № 3. P. 1–31.

*Shaw C.S.* Dissolution of orthopyroxene in basanitic magma between 0.4 and 2 GPa: further implications for the origin of Si-rich alkaline glass inclusions in mantle xenoliths // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 135. № 2–3. P. 114–132.

*Skjeltvåg B.-L., Amundsen H.E.F., O'Reilly S.Y. et al.* A primitive alkali basaltic stratovolcano and associated eruptive centers, Northwestern Spitsbergen: Volcanology and tectonic significance // *J. Volcanology and Geothermal Res.* 1989. V. 37. P. 1–19.

*Su B.-X., Zhang H.-F., Sakyi P.A. et al.* The origin of spongy texture in minerals of mantle xenoliths from the Western Qinling, central China // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 161. P. 465–482.

*Treiman A.H.* Eruption age of the Sverrefjellet volcano, Spitsbergen Island, Norway // *Polar Res.* 2012. V. 31. doi:10.3402/polar.v31i0.17320

*Wang Y., Baofu Han, Griffin W.L. et al.* Post-entrainment mineral-magma interaction in mantle xenoliths from Inner Mongolia, Western North China Craton // *J. Earth Sci.* 2012. V. 23. № 1. P. 54–76.

*Wulff-Pedersen E., Neumann E.R., Vannucci R. et al.* Silicic melts produced by reaction between peridotite and infiltrating basaltic melts: ion probe data on glasses and minerals in veined xenoliths from La Palma, Canary Islands // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 137. № 1–2. P. 59–82.

*Yaxley G.M., Kamenetsky V.* In situ origin for glass in mantle xenoliths from southeastern Australia: insights from trace element compositions of glasses and metasomatic phases // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 172. P. 97–109.

*Yudalevich Z., Vapnik Y.* Xenocrysts and megacrysts of alkaline olivine-basalt-basanite-nephelinite association Makhtesh Ramon (Israel): Interaction with carrier magmas and crystallographic transformations // *Lithosphere (Russia)*. 2018. V. 18 (5A). P. 57–77.

## Partial Melting Features in Mantle Xenoliths of Spinel Lherzolites of Zhokhov Island, De-Long Archipelago, Eastern Arctic

S. A. Silant'yev<sup>1</sup>, D. D. Badyukov<sup>1</sup>, A. G. Akhmetshin<sup>1</sup>, E. A. Krasnova<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>*Vernadsky Institute of RAS, Moscow, Russia*

<sup>2</sup>*Moscow Lomonosov State University, Geosciences Department, Moscow, Russia*

Zhokhov Island belongs to the De-Long Archipelago located in the Eastern sector of the Russian continental shelf within the Arctic Basin. The Island is a young volcanic center and is composed of lava flows alkaline olivine-porphyr basalts and subordinate limburgites. The study was aimed at identifying possible regional and geodynamic factors influencing the specifics of the partial melting process and mineral transformations in mantle xenoliths of Zhokhov Island. Five xenoliths selected from samples of alkali basalts on Zhokhov Island were studied using a scanning electron microscope. The data obtained allowed us to conclude that the formation of high-sodium glasses in the mantle xenoliths of Zhokhov Island is associated with the interaction between Spinel Lherzolites and parental for host Olivine Basalts magmatic melt. At the same time, high-potassium glasses inside mantle xenoliths were formed in situ during the melting of a primary potassium-containing phase which may have been Phlogopite. The formation of two distinct contrasting in composition zones of recrystallization in contact between mantle xenoliths and host basalt is due to the evolution of composition of the alkaline silicate melt carried xenoliths. Signs of activation of young intraplate magmatism facilitating the transport of fragments of metasomatized shallow mantle are established in a large area of the Arctic Basin.

*Keywords:* mantle xenolith, within-plate magmatism, large igneous province, mantle plume

УДК 548.4

## БАЗАЛЬТОВЫЕ РАСПЛАВЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ (ОИВ) И ИХ ИСТОЧНИКИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ И ЗАКАЛОЧНЫХ СТЕКОЛ ПОРОД

© 2025 г. В. Б. Наумов<sup>а, \*</sup>, А. В. Гирнис<sup>б, \*\*</sup>, В. А. Дорофеева<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

<sup>б</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

\*e-mail: [naumov@geokhi.ru](mailto:naumov@geokhi.ru);

\*\*e-mail: [girnis@igem.ru](mailto:girnis@igem.ru)

Поступила в редакцию 20.10.2024 г.

После доработки 02.11.2024 г.

Принята к публикации 19.11.2024 г.

Используя созданный нами и постоянно пополняемый банк данных по анализам расплавных включений в минералах и стеклах магматических пород, рассмотрены составы базальтовых расплавов океанических островов (ОИВ). Рассчитаны средние содержания главных, редких и летучих компонентов в расплавах для всего массива данных (22550 анализов на 33 островах) и для выборки из наиболее хорошо изученных комплексов (Исландия, Гавайи, Канарские острова, Галапагосские острова и о. Реюньон). Показано, что по большинству элементов средние составы заключены в интервал между составами магм срединно-океанических хребтов (наиболее обедненных) и внутриплитных континентальных комплексов (наиболее обогащенных). Детально рассмотрены вариации отношений элементов в отдельных комплексах и установлено, что они могут быть описаны смешением магм из обедненного источника и в различной степени обогащенных резервуаров. Рассчитаны содержания редких элементов в предполагаемых мантийных источниках. Показано, что обедненный источник, проявленный в наибольшей степени в Исландии, практически точно соответствует составу обедненной мантии, плавление которой привело к образованию базальтов срединно-океанических хребтов.

*Ключевые слова:* океанические острова, распространенность элементов, базальты, расплавные включения, источники магм, обедненная мантия

DOI: 10.31857/S0869590325020022 EDN: UNMDQF

### ВВЕДЕНИЕ

Базальтовые породы океанов являются важными источниками информации о составе и геохимической структуре мантии (Sun, McDonough, 1989; Pearce, 2008). Различие геохимических и изотопных характеристик базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и океанических островов (ОИВ) свидетельствует о многообразии источников магм (White, 1985; Zindler, Hart, 1986; Hofmann, 1997; Arevalo, McDonough, 2010). При этом ОИВ оказываются наиболее информативными в этом плане, поскольку в их составах проявлены как признаки обедненного материала, сходного с источником MORB, так и более обогащенных резервуаров, идентифицируемых в качестве глубинной необедненной мантии, обогащенной мантии и рециклированного материала континентальной и

измененной океанической коры (Hofmann, White, 1982; Hofmann, 2004; Stracke et al., 2003). Поэтому не удивительно, что петрологи и геохимики проявляют повышенный интерес к породам океанических островов. Кроме того, эти породы часто более доступны и менее изменены по сравнению с MORB.

Более 20 лет мы оценивали средние составы расплавов и индикаторные отношения редких элементов в магмах различных геодинамических обстановок на основании анализов расплавных включений и стекол основной массы пород (Наумов и др., 2004, 2010, 2014, 2016а, 2023 и др.). Массив данных по всем обстановкам и типам пород постоянно пополняется, поэтому периодически возникает необходимость обновления оценок средних составов и выявления новых аспектов поведения элементов в магматических процессах.

В настоящей статье мы рассматриваем составы магматических расплавов океанических островов как глобально, так и на уровне отдельных островов Атлантического, Тихого и Индийского океанов. На основании этих данных мы оценили содержания редких элементов в возможных источниках магм, принимая во внимание вероятную гетерогенность источников ОІВ в пределах отдельных островных систем (Nemond et al., 1993; Ren et al., 2005; Pietruszka et al., 2013).

### БАЗЫ ДАННЫХ И СРЕДНИЕ СОСТАВЫ РАСПЛАВОВ ОІВ

Базы данных в системе “Paradox for Windows” по природным флюидам и магматическим расплавам начали наполняться нами с 1994 г. В эти базы заносились как собственные результаты, так и многочисленные литературные данные. В настоящее время в базу по магматическим расплавам занесено более 165000 анализов стекол гомогенных расплавных включений и закалочных стекол пород, по которым получено более 3000000 определений по 75 элементам. Для рассматриваемых в настоящей работе базальтовых расплавов океанических островов в базу занесено 22550 анализов, содержащих 435000 определений по 68 элементам. Количество публикаций и анализов для различных океанических островов приведено в табл. 1.

В наших предыдущих работах (Наумов и др., 2004, 2010 и др.) было показано, что при расчете средних содержаний элементов (Li, B, Cl, Ce, Yb, Rb, Zr, Nb и др.) более адекватными по сравнению со средним арифметическим являются средние геометрические значения, что обусловлено тем, что распределение содержаний многих элементов близко к логнормальному. К такому же выводу о логнормальном распределении содержаний редких элементов и предпочтительном использовании средних геометрических содержаний пришли и другие исследователи (Gale et al., 2013 и др.). Средние геометрические содержания элементов рассчитывались при условии, что с вероятностью 95% величина отдельного определения не отклоняется от среднего значения более чем на  $2\sigma$ . Определения, которые не удовлетворяли этому условию, отбрасывались, а величина среднего значения вновь пересчитывалась. Для каждого значения среднего содержания приведены доверительные интервалы: первая цифра – плюс к среднему, вторая цифра – минус от среднего.

Данные для базальтовых расплавов Исландии, Гавайских, Галапагосских, Канарских островов и о. Реюньон включают около 1000 или более анализов (табл. 1), что позволило детально рассмотреть вариации составов. В табл. 2 представлены результаты расчета средних содержаний элементов для этих объектов, а также для всех океанических

островов. Нашей задачей являлось выявление общих тенденций вариаций составов расплавов, черт сходства и различия, имеющих генетическое значение. В этом сообщении мы не будем останавливаться на необычных составах, представленных одиночными анализами.

На рис. 1 показаны средние содержания элементов в основных расплавах океанических островов в

**Таблица 1.** Количество публикаций и анализов стекол расплавных включений и закалочных стекол базальтовых расплавов ( $\text{SiO}_2 = 40\text{--}54$  мас. %) в различных объектах океанических островов и океанических плато

Объект исследований	Количество	
	публикаций	анализов
Hawaii	104	8512
Iceland	59	8214
Galapagos	22	942
Reunion	23	892
Canary	26	874
Samoa	8	360
Salas y Gomes	2	288
Azores	13	270
Shatsky Rise	3	221
Gorgona	4	188
Ontong-Java	6	152
Louville	1	113
Kerguelen	4	109
Tenerife	2	96
Taney	1	82
Pitcairn	5	81
Ascension Island	3	71
Society Islands	7	70
Sulawesi	3	60
Mangaia	2	50
Raivavae	1	48
Tuvalu	1	48
Marquesas	1	41
Bouvet	2	33
Tristan da Cunha	4	32
Helena	5	19
Другие объекты	7	565

**Таблица 2.** Среднее содержание петрогенных, летучих, рудных и редких элементов в магматических расплавах основного состава ( $\text{SiO}_2 = 40-54$  мас. %) океанических островов по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стеклов вулканических пород

Компоненты	<i>n</i>	Океанические острова	<i>n</i>	Гавайи	<i>n</i>	Исландия	<i>n</i>	Галапагосы	<i>n</i>	Реюньон	<i>n</i>	Канары
SiO <sub>2</sub>	23015	49.76	8512	50.57	8214	49.58	942	49.37	868	48.79	874	46.03
		+1.88/-1.81		+1.89/-1.82		+1.08/-1.05		+1.29/-1.26		+1.12/-1.09		+3.34/-3.12
TiO <sub>2</sub>	20676	1.98	7757	2.52	7433	1.29	826	1.30	723	2.69	827	3.54
		+1.09/-0.70		+0.54/-0.44		+0.81/-0.50		+0.78/-0.49		+0.28/-0.25		+1.02/-0.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20600	13.94	7772	13.33	7432	14.32	826	15.19	699	13.89	795	14.14
		+1.63/-1.46		+1.12/-1.03		+1.42/-1.29		+1.55/-1.41		+0.91/-0.85		+1.76/-1.56
FeO	20676	11.18	7779	11.28	7433	11.22	855	10.17	699	11.10	831	11.59
		+2.24/-1.86		+1.06/-0.97		+2.92/-2.32		+1.97/-1.65		+1.32/-1.18		+2.07/-1.76
MnO	18948	0.18	6434	0.17	7203	0.19	775	0.17	667	0.17	781	0.16
		+0.06/-0.05		+0.04/-0.04		+0.06/-0.05		+0.4/-0.4		+0.07/-0.05		+0.11/-0.07
MgO	20860	7.13	7778	7.19	7427	7.27	826	8.07	703	7.84	831	6.12
		+2.54/-1.87		+2.27/-1.73		+2.50/-1.86		+2.10/-1.67		+2.35/-1.81		+2.88/-1.96
CaO	20590	11.28	7772	10.77	7427	12.30	826	12.03	699	10.94	795	10.98
		+1.94/-1.66		+1.11/-1.01		+2.00/-1.72		+1.07/-0.98		+0.75/-0.70		+2.19/-1.83
Na <sub>2</sub> O	20496	2.35	7758	2.34	7342	2.12	825	2.45	699	2.56	795	3.54
		+0.64/-0.50		+0.41/-0.35		+0.65/-0.50		+0.39/-0.34		+0.35/-0.31		+1.20/-0.90
K <sub>2</sub> O	20330	0.44	7779	0.46	6956	0.23	826	0.14	721	0.75	863	1.28
		+0.63/-0.26		+0.16/-0.12		+0.41/-0.15		+0.34/-0.10		+0.21/-0.17		+0.56/-0.39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	19080	0.25	7594	0.26	6839	0.16	710	0.15	532	0.34	782	0.80
		+0.30/-0.14		+0.10/-0.07		+0.26/-0.10		+0.22/-0.09		+0.12/-0.09		+0.37/-0.25
H <sub>2</sub> O	5554	0.43	2881	0.41	2366	0.23	310	0.51	415	0.78	185	0.70
		+0.55/-0.24		+0.43/-0.21		+0.41/-0.15		+0.65/-0.28		+0.60/-0.33		+1.00/-0.41
Cl	11108	180	3624	160	4252	90	339	130	387	260	550	650
		+360/-120		+170/-80		+150/-60		+350/-100		+80/-60		+470/-270

Таблица 2. Продолжение

Компоненты	n	Океанические острова	n	Гавайи	n	Исландия	n	Галапагосы	n	Реюньон	n	Канары
F	5874	430	1986	430	2225	290	262	340	70	420	437	1730
		+690/-260		+250/-160		+550/-190		+340/-170		+190/-130		+990/-630
S	13396	760	5601	580	4809	820	428	1080	360	1090	416	640
		+1140/-460		+1370/-410		+820/-410		+600/-390		+630/-400		+1290/-430
CO <sub>2</sub>	6672	300	2528	200	2739	450	284	170	180	200	149	800
		+970/-230		+610/-150		+910/-300		+350/-110		+970/-160		+4280/-670
Сумма		99.09		99.44		99.08		99.72		100.04		99.26
Li	3376	4.32	974	3.79	1267	3.41	-	-	212	5.57	129	8.04
		+3.07/-1.79		+1.53/-1.09		+1.98/-1.25		-		+0.78/-0.69		+3.00/-2.18
Be	772	0.75	405	0.97	193	0.13	-	-	92	1.04	-	-
		+0.94/-0.42		+0.54/-0.35		+0.05/-0.04		-		+0.06/-0.06		-
B	2321	1.23	624	1.72	1088	0.74	-	-	50	2.63	159	3.02
		+1.51/-0.68		+0.88/-0.58		+0.64/-0.34		-		+0.42/-0.36		+1.51/-1.01
Sc	3257	31.42	1445	29.14	536	37.70	174	44.04	211	31.66	80	30.03
		+10.22/-7.71		+4.26/-3.72		+7.31/-6.12		+9.11/-7.55		+3.15/-2.86		+11.19/-8.15
V	3521	291	1448	292	635	240	168	341	199	307	30	342
		+102/-75		+55/-46		+76/-58		+83/-67		+25/-23		+70/-58
Cr	3720	304	1437	433	801	348	192	178	205	271	232	245
		+433/-179		+523/-237		+278/-155		+248/-104		+171/-105		+182/-104
Co	2002	42.6	529	43.2	452	42.9	173	45.3	205	45.9	67	49.1
		+12.2/-9.5		+9.5/-7.8		+8.3/-6.9		+6.8/-5.9		+6.6/-5.7		+22.6/-15.5
Ni	2945	106	1096	116	546	135	174	61	205	112	167	173
		+118/-56		+115/-58		+90/-54		+40/-24		+62/-40		+178/-88
Cu	2291	91.8	731	120.2	491	94.0	168	105.3	183	100.1	71	101.5
		+64.6/-37.9		+47.9/-34.2		+63.6/-37.9		+33.2/-25.2		+14.9/-12.9		+68.5/-40.9

Таблица 2. Продолжение

Компоненты	n	Океанические острова	n	Гавайи	n	Исландия	n	Галапагосы	n	Реюньон	n	Канары
Zn	2022	105.7	786	117.0	483	82.1	146	93.2	-	-	71	119.4
		+50.7/-34.3		+47.9/-34.0		+34.2/-24.2		+25.9/-20.4				+19.4/16.7
Ga	1089	21.3	437	23.1	192	22.0	105	18.8	-	-	71	23.3
		+5.3/-4.3		+3.8/-3.3		+2.40/-2.16		+2.7/-2.3				+3.3/2.9
As	207	0.58	92	0.39	-	-	-	-	83	0.88	-	-
		+0.53/-0.27		+0.12/-0.9		-		-		+0.11/-0.10		-
Rb	5525	8.58	2217	7.71	849	2.28	375	2.66	286	18.12	259	30.0
		+13.67/-5.27		+3.19/-2.26		+4.94/-1.56		+5.63/-1.80		+4.93/-3.87		+17.0/-10.8
Sr	7532	244	2017	329	2724	145	392	155	285	346	280	950
		+290/-133		+68/-57		+79/-51		+159/-78		+47/-41		+378/-270
Y	7255	24.2	1911	22.8	2703	19.7	434	28.4	272	26.3	280	30.4
		+10.5/-7.3		+5.3/-4.3		+10.4/-6.8		+11.8/-8.4		+3.9/-3.4		+9.7/-7.4
Zr	7380	126	2018	135	2782	64	348	114	272	181	280	302
		+154/-69		+38/-29		+115/-41		+115/-57		+21/-19		+149/-100
Nb	7875	10.45	2321	12.43	2895	4.30	464	8.09	272	22.21	276	69.8
		+19.21/-6.77		+5.60/-3.86		+10.62/-3.06		+20.64/-5.81		+3.42/-2.97		+34.8/-23.2
Mo	791	0.95	510	0.91	-	-	44	0.50	23	1.05	-	-
		+0.66/-0.39		+0.32/-0.24		-		+0.41/-0.22		+0.32/-0.24		-
Sn	956	1.64	506	1.63	-	-	44	0.87	92	1.73	-	-
		+0.82/-0.55		+0.56/-0.42		-		+0.47/-0.30		+0.13/-0.12		-
Sb	580	0.05	243	0.05	-	-	44	0.05	92	0.06	-	-
		+0.03/-0.02		+0.03/-0.02		-		+0.02/-0.01		+0.01/-0.01		-
Cs	1558	0.16	499	0.10	121	0.01	105	0.06	109	0.27	87	0.36
		+0.31/-0.11		+0.06/-0.04		+0.01/-0.01		+0.06/-0.03		+0.04/-0.03		+0.19/-0.12
Ba	7652	79.1	2236	94.6	2221	31.4	394	41.9	286	139.2	276	407
		+199.3/-56.6		+52.5/-33.8		+69.0/-21.6		+135.9/-32.0		+29.7/-24.5		+225/-145

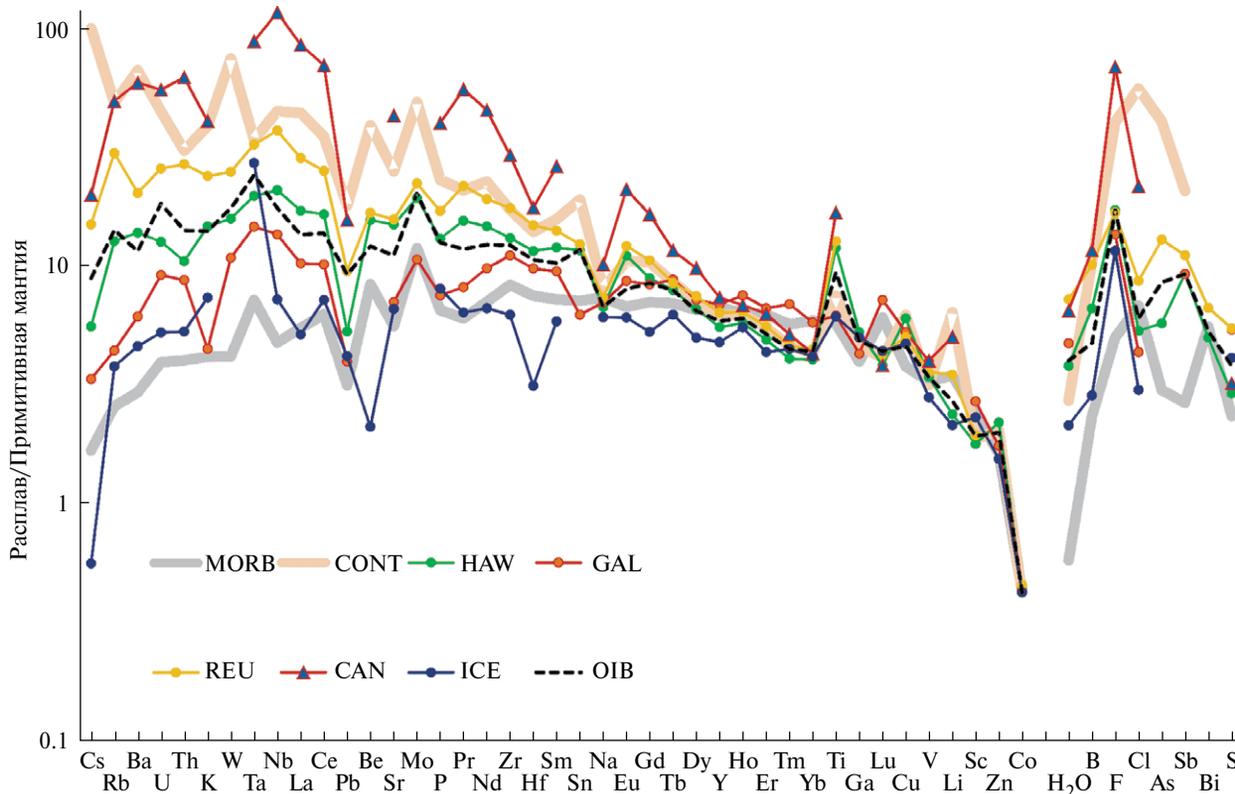
Таблица 2. Продолжение

Компоненты	n	Океанические острова	n	Гавайи	n	Исландия	n	Галапагосы	n	Реюньон	n	Канары
La	7546	9.26	1944	11.67	2850	3.51	480	7.00	286	19.51	280	58.6
		+17.54/-6.06		+4.68/-3.34		+7.34/-2.38		+11.80/-4.40		+3.03/-2.62		+37.8/-23.0
Ce	7743	24.1	1851	29.0	3207	12.6	435	17.8	286	44.2	280	123.2
		+43.0/-15.5		+9.8/-7.3		+23.9/-8.2		+26.2/-10.6		+6.3/-5.5		+68.7/-44.1
Pr	5405	3.13	1636	4.13	2092	1.69	234	2.16	211	5.78	176	14.8
		+3.10/-1.56		+1.24/-0.96		+2.03/-0.92		+2.32/-1.12		+0.67/-0.60		+6.4/-4.5
Nd	7330	16.5	1799	19.7	2995	8.9	479	13.1	245	25.7	210	61.0
		+20.3/-9.1		+5.5/-4.3		+13.3/-5.3		+11.4/-6.1		+3.0/-2.7		+27.8/-19.1
Sm	73218	4.46	1788	5.20	2902	2.54	480	4.13	245	6.12	202	11.44
		+3.79/-2.05		+1.43/-1.12		+2.62/-1.29		+2.22/-1.44		+0.62/-0.56		+5.99/-3.93
Eu	6664	1.33	1681	1.84	2755	1.01	436	1.44	245	2.02	202	3.51
		+0.84/-0.51		+0.38/-0.32		+0.83/-0.46		+0.68/-0.46		+0.21/-0.19		+1.68/-1.14
Gd	6216	4.95	1670	5.20	2359	3.09	435	4.90	245	6.20	185	9.68
		+3.26/-1.96		+1.23/-1.00		+2.37/-1.34		+1.96/-1.40		+0.75/-0.67		+6.38/-3.85
Tb	4956	0.85	1542	0.85	1811	0.67	235	0.94	230	0.91	168	1.25
		+0.31/-0.23		+0.16/-0.13		+0.33/-0.22		+0.26/-0.21		+0.14/-0.13		+0.57/-0.39
Dy	6922	4.68	1738	4.77	2886	3.61	435	5.21	245	5.40	202	7.09
		+2.23/-1.51		+1.04/-0.85		+2.14/-1.34		+1.76/-1.31		+0.67/-0.60		+3.84/-2.49
Ho	5062	0.96	1617	0.92	1851	0.88	234	1.20	230	1.02	168	1.09
		+0.33/-0.24		+0.15/-0.13		+0.34/-0.24		+0.30/-0.24		+0.09/-0.09		+0.32/-0.24
Er	6305	2.42	1676	2.29	2555	2.03	434	3.11	245	2.61	193	2.94
		+1.00/-0.71		+0.58/-0.47		+1.02/-0.68		+1.06/-0.79		+0.34/-0.32		+1.19/-0.85
Tm	4674	0.33	1532	0.30	1794	0.33	190	0.51	191	0.34	168	0.38
		+0.13/-0.10		+0.08/-0.07		+0.15/-0.10		+0.14/-0.11		+0.06/-0.05		+0.16/-0.12
Yb	7102	2.08	1876	1.92	2846	1.98	434	2.76	245	2.12	202	2.04
		+0.83/-0.59		+0.47/-0.38		+0.93/-0.63		+1.09/-0.78		+0.31/-0.27		+0.79/-0.57
Lu	5284	0.31	1636	0.27	1852	0.31	279	0.51	245	0.30	168	0.27
		+0.13/-0.09		+0.08/-0.06		+0.14/-0.10		+0.15/-0.12		+0.03/-0.02		+0.09/-0.07

Таблица 2. Окончание

Компоненты	<i>n</i>	Океанические острова	<i>n</i>	Гавайи	<i>n</i>	Исландия	<i>n</i>	Галапагосы	<i>n</i>	Реюньон	<i>n</i>	Канары
Hf	4539	3.20	1667	3.49	755	0.94	377	2.94	245	4.48	86	5.32
		+2.20/-1.30		+0.99/-0.77		+0.88/-0.45		+1.88/-1.15		+0.54/-0.48		+1.94/-1.42
Ta	3409	1.04	1579	0.85	318	1.17	145	0.63	242	1.40	86	3.82
		+1.28/-0.57		+0.32/-0.23		+0.49/-0.35		+0.81/-0.36		+0.18/-0.16		+1.63/-1.14
W	998	0.21	514	0.19	–	–	108	0.13	90	0.30	–	–
		+0.18/-0.10		+0.10/-0.07		–		+0.10/-0.06		+0.02/-0.02		–
Ti	729	28.1	400	23.8	–	–	44	25.6	92	43.4	–	–
		+22.6/-12.5		+14.3/-8.9		–		+11.7/-8.0		+7.1/-6.1		–
Pb	3974	1.7	1622	0.98	519	0.77	348	0.73	231	1.76	78	2.90
		+1.15/-0.55		+0.44/-0.30		+1.59/--0.52		+0.58/-0.32		+0.41/-0.33		+1.80/-1.11
Bi	402	0.016	285	0.015	–	–	–	–	92	0.020	–	–
		+0.011/-0.006		+0.010/-0.006		–		–		+0.008/-0.006		–
Th	4118	1.20	1415	0.89	543	0.45	352	0.74	245	2.28	86	5.31
		+2.15/-0.77		+0.46/-0.30		+1.35/-0.34		+1.32/-0.47		+0.36/-0.31		+4.24/-2.36
U	4243	0.42	1654	0.29	529	0.12	350	0.21	245	0.59	86	1.27
		+0.62/-0.25		+0.15/-0.10		+0.64/-0.10		+0.48/-0.15		+0.11/-0.09		+0.84/-0.51
<i>T</i> , °C	3906	1205	1714	1201	546	1214	326	1231	282	1209	397	1146
		+89/-83		+79/-74		+46/-45		+40/-38		+55/-52		+66/-63
<i>P</i> , бар	2412	874	730	354	854	1380	229	374	80	818	170	3890
		+2670/-660		+639/-228		+1813/-784		+727/-247		+6935/-732		+2750/-1610

Примечание. *n* – количество элементов рассчитывалось как среднее геометрическое при условии, что с вероятностью 95% величина отдельного определения не отклоняется от среднего значения более чем на 2  $\sigma$ ; под средним содержанием дано отклонение (первая цифра – плюс к среднему, вторая цифра – минус от среднего). Основные публикации: *Гавайи* (Norman et al., 2002; Davis et al., 2003; Seaman et al., 2004; Ren et al., 2005; Hammer et al., 2006; Arevalo et al., 2009; Sobolev et al., 2011; Xu et al., 2014; Sides et al., 2014a; Sides et al., 2014b; Ferguson et al., 2016; Helz et al., 2017; Tucker et al., 2019; Wieser et al., 2020; Lerner et al., 2021; Moore et al., 2021; Wieser et al., 2022; Marsh et al., 2024); *Исландия* (Arevalo et al., 2009; Hartley et al., 2013, 2014, 2015; Thomson, MacLennan, 2013; Schipper et al., 2016; Haddadi et al., 2017; Halldorrsson et al., 2018; Hauri et al., 2018; Caracitolo et al., 2020; Hartley et al., 2021; Matthews et al., 2021; Halldorrsson et al., 2022; Ranta et al., 2024); *Галапагосы* (Cushman et al., 2004; Koleszar et al., 2009; Nielsen, 2011; Kelley et al., 2013; Peterson et al., 2014; Herbrich et al., 2016; Peterson et al., 2017); *Реюньон* (Bureau et al., 1998; Famin et al., 2009; Vigouroux et al., 2009; Vlastelic et al., 2013; Di Muro et al., 2014; Albert et al., 2019; Boudoire et al., 2021); *Канары* (Gurenko et al., 1998; Gurenko, Schmincke, 1998a, 1998b; Hansteen, Gurenko, 1998; Gomez-Ulla et al., 2018; Tarasak et al., 2019; Kirstein et al., 2023; Dayton et al., 2024). Оксиды – в мас. %, остальные элементы – в ppm, за исключением Ti (ppb).



**Рис. 1.** Средние содержания элементов в базальтовых расплавах, нормализованные к составу примитивной мантии (Palme, O'Neill, 2014).

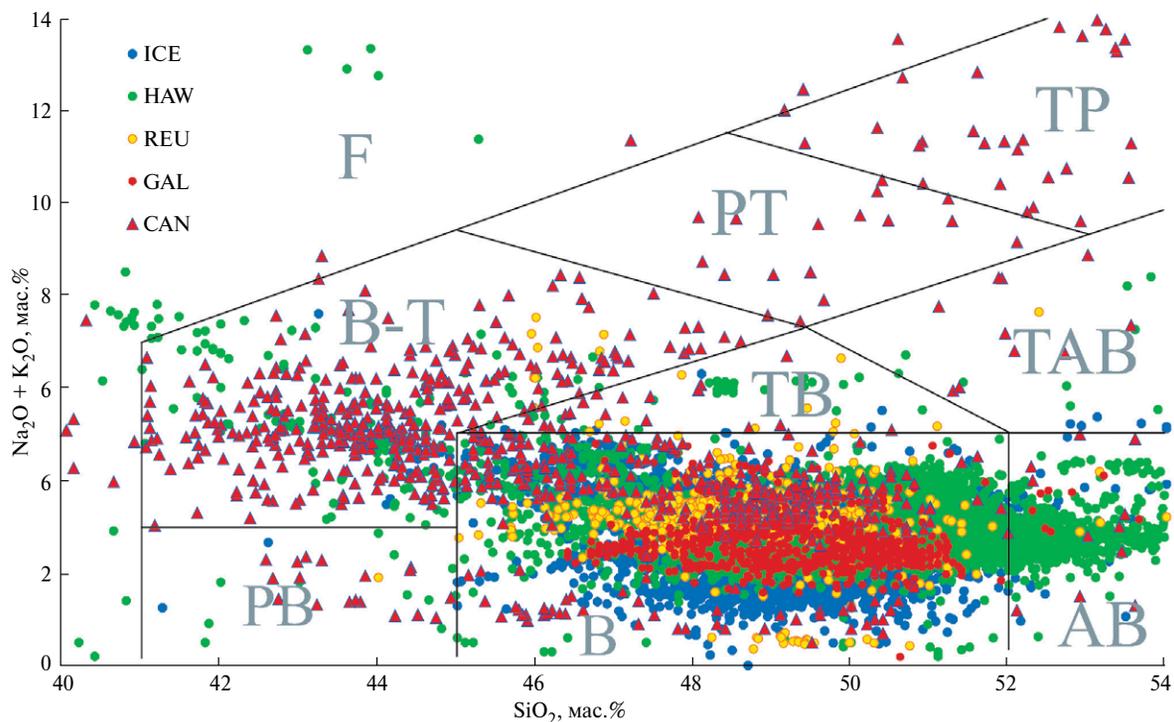
MORB и CONT – основные расплавы срединно-океанических хребтов и внутриплитных континентальных комплексов соответственно, оцененные в наших прошлых работах на основании составов расплавных включений и стекол пород (Наумов и др., 2023). OIB – средний состав всех основных расплавов океанических островов. Также показаны средние составы некоторых отдельных комплексов, для которых имеется около 1000 или более анализов: HAW – Гавайи, GAL – Галапагосские острова, REU – о. Реюньон, CAN – Канарские острова и ICE – Исландия.

сравнении со средними составами расплавов срединно-океанических хребтов (MORB) и внутриплитных континентальных комплексов (CONT), нормализованные к составу примитивной мантии (PM). Средний состав расплавов океанических островов располагается примерно посередине между составами MORB и CONT практически по всем элементам. Это особенно отчетливо проявлено для наиболее некогерентных элементов, для которых различия между MORB и CONT максимальны. Если мы нанесем на диаграмму средние составы расплавов отдельных островных систем, то окажется, что эти составы занимают и даже немного перекрывают все поле между MORB и CONT. Вероятно, существуют систематические различия между островными системами, связанные с особенностями источников расплавов. Это предположение является отправной точкой нашего исследования.

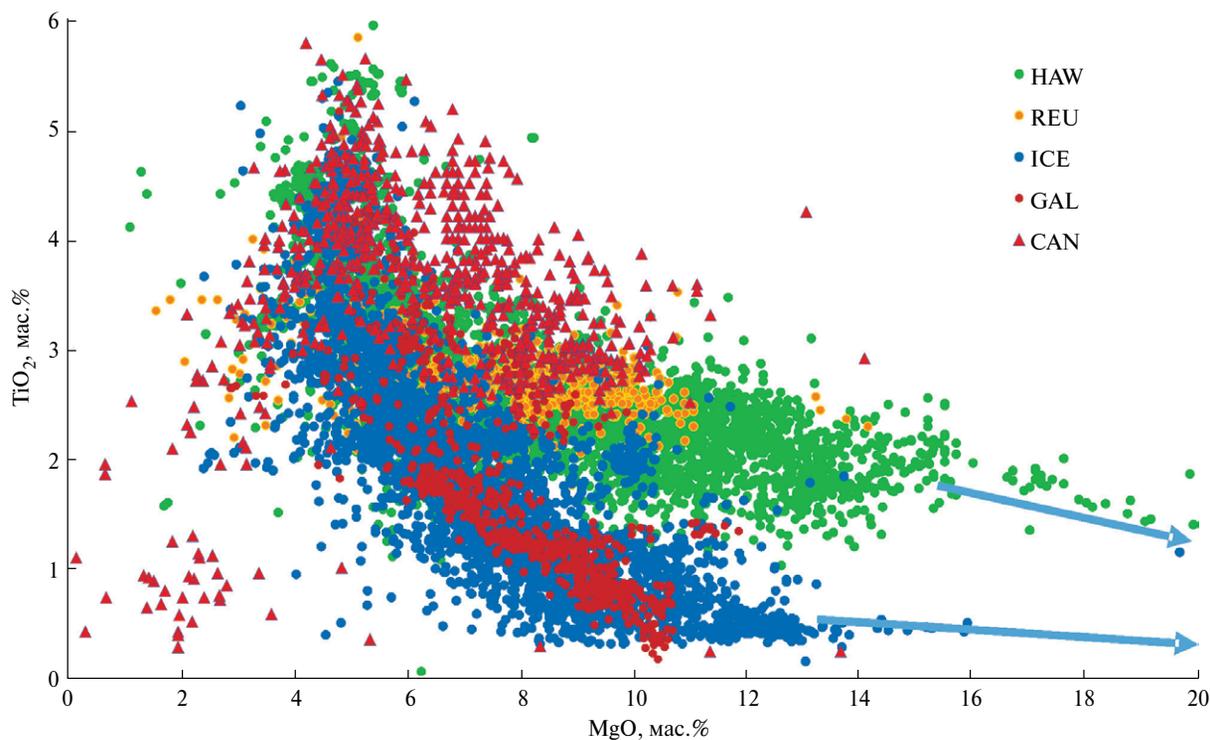
На традиционной классификационной диаграмме щелочи–кремнезем (рис. 2) рассматриваемые составы занимают широкое поле. Большинство расплавов относятся к базальтам, но многие

точки составов располагаются в поле щелочных пород и даже фойдитов. Особенно много щелочных составов в расплавах Канарских островов. Содержание MgO в расплавах варьируют от ~4 до ~16 мас. %, что связано с разными условиями образования исходных магм и кристаллизационной дифференциацией. Тренды кристаллизационной дифференциации хорошо проявлены на диаграмме TiO<sub>2</sub>–MgO (рис. 3). При высоком содержании MgO вариации составов согласуются с трендом кристаллизации оливина. При содержании MgO < 10 мас. % зависимость TiO<sub>2</sub>–MgO становится более крутой, что связано с кристаллизацией минералов с меньшим содержанием MgO – пироксенов и плагиоклаза.

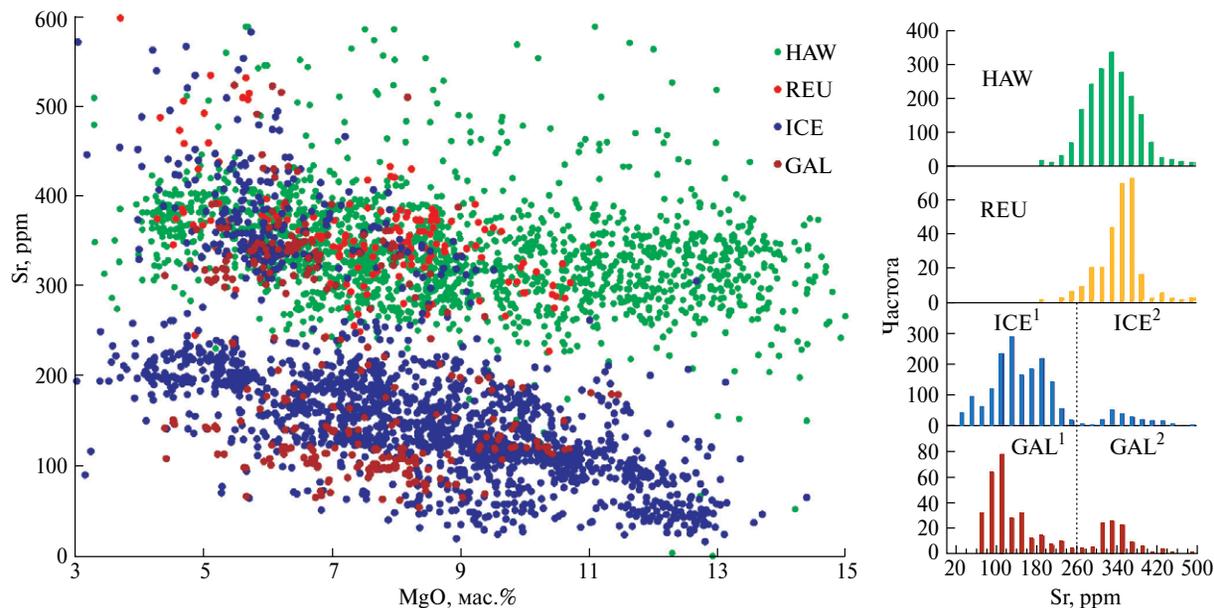
Рис. 3 демонстрирует, что не существует единой зависимости для всех составов, и присутствуют по крайней мере два подмножества, различающиеся по уровню содержания TiO<sub>2</sub>. Сходные закономерности наблюдаются и для других некогерентных элементов. Особенно четкое различие отмечается на диаграмме Sr–MgO (рис. 4), где выделяются



**Рис. 2.** Классификационная диаграмма щелочи–кремнезем для составов расплавов с океанических островов: Исландия (ICE), Гавайи (HAW), о. Реюньон (REU), Галапагосские острова (GAL) и Канарские острова (CAN) (табл. 2). Поля пород (Le Maitre et al., 2002): PB – пикробазальт, B – базальт, AB – андезибазальт, TAB – трахиандезибазальт, TB – трахибазальт, B–Т – базанит и тефрит, PT – фонотефрит, TP – тефрифонолит, F – фойдит.



**Рис. 3.** Вариации  $\text{TiO}_2$  в зависимости от содержания  $\text{MgO}$  в расплавах океанических островов. Стрелки направлены на состав оливина – главного минерала расплавов с высоким содержанием  $\text{MgO}$ . При содержании  $\text{MgO} < 10$  мас. % зависимости становятся более крутыми, что связано в первую очередь с кристаллизацией минералов с более низким содержанием  $\text{MgO}$  (пироксены, плагиоклаз). Условные обозначения см. на рис. 2.



**Рис. 4.** Вариации содержания Sr в зависимости от MgO в расплавах океанических островов.

На диаграмме четко выделяются группы расплавов с низким и высоким содержанием Sr с границей между ними при ~260 ppm Sr. Гистограммы показывают, что все расплавы Гавайских островов (HAW) и о-ва Реюньон (REU) характеризуются высоким содержанием Sr, в то время как для Исландии и Галапагосского архипелага наблюдается бимодальное распределение. В дальнейшем мы рассматриваем отдельно низко-Sr и высоко-Sr составы Исландии (ICE<sup>1</sup> и ICE<sup>2</sup> соответственно) и Галапагосских островов (GAL<sup>1</sup> и GAL<sup>2</sup> соответственно). Расплавы Канарского архипелага (CAN) на этом рисунке не показаны, поскольку почти все они характеризуются высоким содержанием Sr (>500 ppm).

две контрастные группы анализов с содержанием Sr меньше и больше ~250 ppm. Для составов Гавайских островов (HAW) и о. Реюньон (REU) мы имеем явное одномодальное распределение с максимальным содержанием Sr около 350 ppm. Для Исландии и Галапагосских островов распределение содержания Sr отчетливо бимодальное. Большая часть составов характеризуется низким его содержанием (100–200 ppm), но имеется значительное количество анализов, близких по содержанию Sr к составам HAW и REU (350 ppm). Поэтому расплавы Исландии и Галапагосских островов были разделены на две группы – низко-Sr (ICE<sup>1</sup> и GAL<sup>1</sup> соответственно) и высоко-Sr (ICE<sup>2</sup> и GAL<sup>2</sup> соответственно). Составы расплавов Канарских островов (CAN) резко отличаются от остальных составов значительно более высоким содержанием Sr (>500 ppm) при сопоставимых вариациях MgO. Рисунки 3 и 4 демонстрируют, что тренды составов разных комплексов различаются по среднему содержанию MgO и щелочности, что отражает разные составы источников и (или) условия генерации магм. Однако интервалы в большой степени перекрываются, что дает возможность детально сравнивать тренды составов.

### ВАРИАЦИИ СОДЕРЖАНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ И ИХ ОТНОШЕНИЙ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ MgO

Области составов из разных регионов в значительной степени перекрываются. Для сравнения главных трендов изменения составов при изменении содержания MgO проводилось сглаживание для каждой из семи выделенных групп анализов (HAW, REU, CAN, ICE<sup>1</sup>, ICE<sup>2</sup>, GAL<sup>1</sup>, GAL<sup>2</sup>). Для содержаний всех рассматриваемых элементов рассчитывались медианные составы при разном содержании MgO с шагом 1 мас. % и окном ±1 мас. %. Результаты показаны на диаграмме TiO<sub>2</sub>–MgO (рис. 5). Помимо медианных составов для HAW и ICE<sup>1</sup> показаны межквартильные интервалы. Диаграмма основана на тех же данных, что и рис. 3, но основные закономерности выявляются на ней значительно отчетливее. Содержание TiO<sub>2</sub> закономерно увеличивается с уменьшением такового MgO во всех регионах. Выделяются две контрастные группы с низким (ICE<sup>1</sup> и GAL<sup>1</sup>) и высоким (HAW, ICE<sup>2</sup>, GAL<sup>2</sup>, REU) содержанием TiO<sub>2</sub> в высокомагнезической области. При низком содержании MgO (< 6 мас. %) тренды сближаются, что характерно и для других элементов. Данные для CAN располагаются значительно выше других трендов, но общий характер вариаций для них сохраняется. Причины

контрастных различий трендов на рис. 5 могут быть связаны как с разным составом источников, так и с разными условиями генерации и эволюции магм. Этот вопрос детально обсуждается ниже. Подчеркнем пока только существенно разный наклон трендов. Для высоко-Ti составов наклон согласуется с кристаллизацией оливина из магнезиального расплава, но для составов ICE<sup>1</sup> и GAL<sup>1</sup> наклон значительно круче и не может быть результатом только кристаллизационной дифференциации.

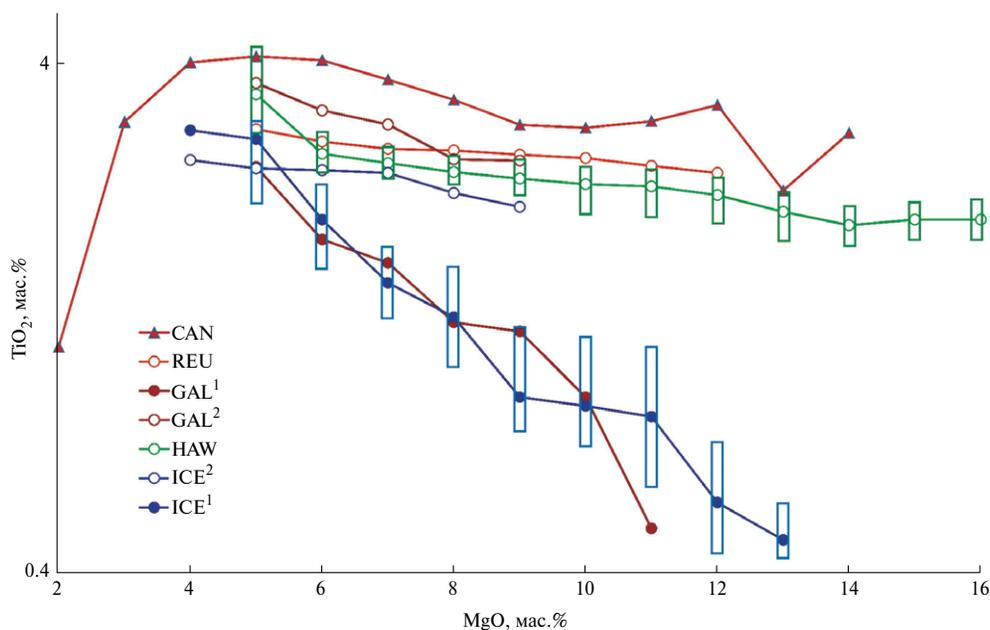
Вариации содержаний большинства некогерентных элементов сходны с наблюдаемыми на диаграмме TiO<sub>2</sub>–MgO (рис. 5). Одним из наиболее важных факторов, определяющих закономерные изменения содержаний элементов со снижением MgO, является кристаллизационная дифференциация. Для нас более интересной является оценка влияния гетерогенности состава источника (источников). Для этого более информативными являются вариации отношений элементов, поскольку для многих пар элементов отношения концентраций не меняются в ходе дифференциации и близки к соответствующим отношениям в источниках. Анализ вариаций отношений элементов в расплавах выявляет ряд интересных закономерностей (рис. 6).

Отношения некоторых элементов примерно одинаковы во всех рассматриваемых комплексах и не зависят от содержания MgO. Таких пар не очень много и среди них – отношения наиболее некогерентных элементов и менее некогерентных

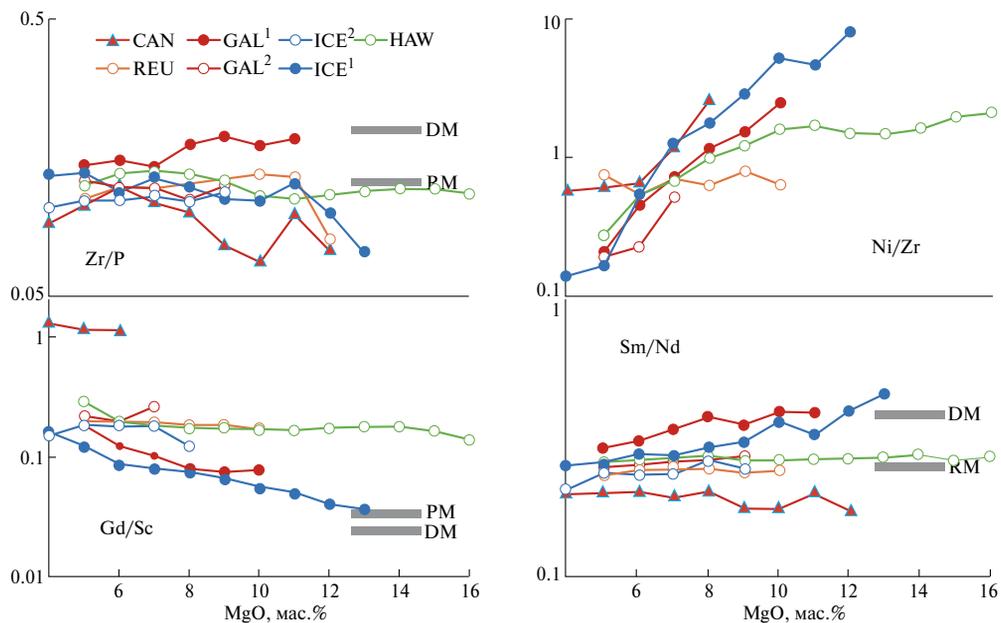
геохимически близких элементов, например Zr/P (рис. 6). Эти отношения близки к таковым в примитивной и обедненной мантии. Отношения, включающие хотя бы один элемент, входящий в заметных количествах в ранние вкрапленники базальтов, характеризуются значительными закономерными изменениями при снижении содержания MgO. В качестве примера на рис. 6 показаны вариации значений Ni/Zr.

Наиболее интересно поведение отношений элементов с близкой степенью некогерентности. На рис. 6 приведены примеры отношений элементов с умеренной (Gd/Sc) и высокой (Sm/Nd) степенью некогерентности. Для этих и многих других пар элементов наблюдаются примерно постоянные значения в группе расплавов с высоким содержанием Sr (HAW, ICE<sup>2</sup>, GAL<sup>2</sup>, REU) и закономерно меняющиеся значения для бедных Sr составов (ICE<sup>1</sup>, GAL<sup>1</sup>). В последнем случае тренды часто (но не всегда) приближаются к составу обедненной мантии при увеличении содержания MgO. При снижении содержания MgO все тренды, кроме CAN, сближаются при значениях, близких к составу HAW.

Мы предлагаем следующую интерпретацию наблюдаемых вариаций. Изменение содержания MgO связано в первую очередь с кристаллизацией расплавов. Поэтому постоянство отношений для расплавов HAW, ICE<sup>2</sup> и GAL<sup>2</sup> свидетельствует о том, что при кристаллизации главных минералов в широком диапазоне составов расплава (в области



**Рис. 5.** Вариации сглаженных значений TiO<sub>2</sub> в зависимости от MgO для различных групп составов расплавов. Диаграмма основана на тех же исходных данных, что и рис. 3. Сглаживание заключалось в расчете медианных значений TiO<sub>2</sub> для значений MgO с интервалом 1 мас. % и окном ± 1 мас. %. Для составов HAW и ICE<sup>1</sup> показаны также межквартильные интервалы (первый и третий квартили).



**Рис. 6.** Примеры вариаций сглаженных отношений различных элементов в расплавах океанических островов. Диаграммы показывают варианты поведения отношений элементов с разной степенью когерентности. PM и DM – составы примитивной и обедненной мантии по (Palme, O’Neill, 2013) и (Salters, Stracke, 2004) соответственно.

кристаллизации оливина, пироксенов и плагиоклаза) соответствующие отношения не меняются. Это означает, что эти отношения должны оставаться постоянными и при кристаллизационной дифференциации более обедненных расплавов (ICE<sup>1</sup>, GAL<sup>1</sup>). Однако для последних мы почти всегда наблюдаем закономерные изменения при снижении содержания MgO. Вполне вероятно, что эти закономерные тренды являются результатом смешения. В настоящей статье мы не обсуждаем природу смешения. Это может быть плавление гетерогенного источника, смешение магм из разных источников, ассимиляция боковых пород и пр. Разнообразие источников и условий эволюции магм подчеркивается большим разбросом исходных данных (см., например, рис. 3). В качестве крайних членов логично рассматривать деплетированные составы с высоким содержанием MgO и обогащенные с переменным содержанием MgO. Поскольку с удивительным постоянством тренды приближаются к постоянным значениям расплавов типа HAW, можно предположить, что обогащенный компонент ICE<sup>1</sup> и GAL<sup>1</sup> близок к расплавам гавайского типа. Таким образом, можно предположить существование двух источников расплавов – обогащенного (M1) и обедненного (M2). Большинство из рассматриваемых составов можно получить или плавлением источника M1, или плавлением M2 в сочетании со смешением с обогащенными расплавами из M1. Кроме того, возможно существование и более обогащенного источника (M3), представленного расплавами Канарских островов (CAN).

Для расплавов CAN не наблюдается закономерных вариаций отношений при изменении содержания MgO, поэтому для них, так же как для HAW, предполагается присутствие только одного источника.

### ОЦЕНКА СОСТАВОВ ИСТОЧНИКОВ РАСПЛАВОВ

Попробуем определить составы источников M1–M3 на основании наблюдаемых отношений элементов. Отношения некогерентных элементов с близкими коэффициентами распределения между минералами рести́та и расплавом примерно равны таковым в источнике. Строго говоря, это предположение справедливо только для элементов с нулевыми валовыми коэффициентами распределения или при степени плавления источника, приближающейся к 100%. Для реальных условий необходимо вводить поправки на сохранение элемента в рести́те. Для этого мы использовали уравнение равновесного плавления:  $C_i^n = 1/[\alpha + (1 - \alpha)D_i^b]$ , где  $C_i^n$  – концентрация элемента  $i$  в расплаве, нормализованная к концентрации в источнике,  $\alpha$  – степень плавления и  $D_i^b$  – валовый коэффициент распределения элемента  $i$  между минералами рести́та и расплавом. Таким образом, отношение элементов в источнике отличается от отношения в расплаве на множитель  $[\alpha + (1 - \alpha)D_i^b]/[\alpha + (1 - \alpha)D_j^b]$ . Учитывая, что мы имеем дело со средними значениями и приблизительными трендами (рис. 6), нет смысла в подборе строго реалистичных моделей. Для оценки влияния степени когерентности элементов

достаточно задать приблизительные значения параметров. Мы использовали следующие массовые доли минералов в рестите (предполагался перидотитовый источник, близкий к примитивной мантии, обедненной или обогащенной в различной степени): оливин – 0.75, ортопироксен – 0.25, клинопироксен – 0.04 и гранат – 0.01. Степень плавления принималась равной 0.2. Значения  $D$  для оливина и пироксенов брались из сводки (Гирнис, 2024), для граната использовались средние экспериментальные данные для базальтовых составов. Рассчитанные поправки в большинстве случаев были близки к единице, и только для отношений элементов с существенно разной степенью когерентности доходили до пяти (например, La/Zn).

Выявление характеристических постоянных отношений в магматических расплавах или ксенолитах – наиболее распространенный подход при определении содержаний редких элементов в мантийных резервуарах (Palme, O'Neill, 2014; Salters, Stracke, 2004). При этом выбор отношений является до определенной степени субъективным, а часть полезной информации, заключенная в других отношениях, может теряться. Наши расчеты основаны на использовании большого количества отношений, для которых наблюдалось примерное постоянство значений в составах расплавов группы HAW. Неизвестные концентрации двух элементов в источнике связаны простым уравнением с наблюдаемым значением отношения концентраций  $C_i/C_j = R_{i/j}$ . Для линеаризации уравнения логарифмировались, в результате чего для каждого источника мы получили следующую систему:

$$\begin{aligned} \ln(C_2) \text{ Ц } \ln(C_1) &= \ln(R_{2/1}) \\ \dots \\ \ln(C_j) \text{ Ц } \ln(C_k) &= \ln(R_{j/k}) \quad (1) \\ \dots \\ \ln(C_{45}) - \ln(C_{44}) &= \ln(R_{45/44}). \end{aligned}$$

В нашем анализе мы исключили элементы с высокой степенью когерентности (Ni, Cr, Co), поскольку для них не соблюдалось постоянство отношений. Кроме того, не рассматривался V, так как его концентрация сильно меняется в зависимости от летучести кислорода. Некоторые элементы представлены только единичными или фрагментарными данными (As, Sb, Ga, Bi, Te). Исходная выборка включала 45 элементов, для которых существует 990 независимых парных отношений. Отметим, что все отношения могут быть независимыми, поскольку каждое из них основано на собственном наборе данных. Из этого следует, что в общем случае  $R_{i/j} \neq R_{i/k}/R_{j/k}$ . В расчетах использовались только такие отношения, для которых значения в

выборках HAW, ICE<sup>2</sup> и GAL<sup>2</sup> были примерно постоянными, а для выборок ICE<sup>1</sup> и REU наблюдалось постоянство отношений или закономерное изменение с уменьшением содержания MgO (рис. 6). В результате для каждого из резервуаров (M1, M2 и M3) задавалось от 250 до 370 отношений элементов. Важно, что каждый из рассматриваемых элементов присутствует в нескольких отношениях (от 3 до 45) и, соответственно, в системе уравнений (1).

Система уравнений (1) не имеет уникального решения даже в смысле наименьших квадратов. Если  $C_1^* \dots C_{45}^*$  – решение системы, то  $nC_1^* \dots nC_{45}^*$  (где  $n$  – произвольный множитель, не равный 0) также будет решением системы. Для получения уникального решения достаточно задать концентрацию одного из элементов. Надо сказать, что такое ограничение не очень важно для наших целей, поскольку нас интересуют не столько абсолютные значения концентраций, сколько относительные (форма спектров на спайдер-диаграммах). Для получения определенных значений (табл. 3) мы задавали содержание TiO<sub>2</sub> в источниках – 0.2 мас. %, т. е. примерно как в примитивной мантии (Palme, O'Neill, 2014) для M1 и M3 и 0.133 мас. %, как в обедненной мантии (Salters, Stracke, 2004) для M2.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты расчетов представлены в табл. 3 и на рис. 7. Элементы на рис. 7 расположены в порядке увеличения нормализованных содержаний в обедненной мантии (DM), по данным (Salters, Stracke, 2004) с небольшими изменениями. Содержание CO<sub>2</sub> в обедненной мантии отсутствует в составе, приведенном вышеуказанными авторами, и было взято из оценки (Saal et al., 2002). Кроме того, при использовании данных для DM (Salters, Stracke, 2004) мы получили значительные аномалии рассчитанных концентраций Li и Zr. По нашему мнению, эти аномалии связаны с неопределенностью в определении состава DM. Данные из (Salters, Stracke, 2004) предполагают, что Li является близким аналогом легких РЗЭ (Ce), а Zr – тяжелых РЗЭ (Dy, Ho). Судя по коэффициентам распределения, ситуация прямо противоположная – Zr является менее когерентным, чем Sm, а Li – умеренно некогерентный элемент, сходный с Dy (Ryan, Langmuir, 1987). Поэтому для DM мы использовали оценки из (Marschall et al., 2017) для Li и (Workman, Hart, 2005) для Zr. В таком варианте аномалии по Li и Zr исчезают (рис. 7).

Наиболее контрастно проявлено отличие M2 от M1 и M3. Состав M2 характеризуется самыми низкими концентрациями большинства элементов, за исключением наиболее когерентных (от Yb до Cu в правой части спектра), при этом наблюдается очень близкое соответствие M2 составу

**Таблица 3.** Составы источников расплавов океанических островов, основанные на закономерных вариациях отношений элементов в расплавах

Компоненты	M1		M2		M3	
	<i>C</i>	доверительный интервал 95%	<i>C</i>	доверительный интервал 95%	<i>C</i>	доверительный интервал 95%
TiO <sub>2</sub>	0.2	–	0.133	–	0.2	–
K <sub>2</sub> O	0.033	0.029–0.037	0.005	0.004–0.006	0.058	0.048–0.071
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.029	0.026–0.033	0.018	0.015–0.021	0.043	0.035–0.052
H <sub>2</sub> O	0.034	0.030–0.039	0.027	0.022–0.033	–	–
Cl	11	9.2–12	4	3–5	20	17–25
F	37	33–43	17	14–21	42	34–51
S	85	74–97	156	130–189	74	60–91
CO <sub>2</sub>	10	8.6–11.3	87	72–106	–	–
Li	0.52	0.45–0.59	1.2	1.0–1.4	0.51	0.42–0.62
Be	0.078	0.068–0.09	0.03	0.025–0.037	–	–
B	0.15	0.13–0.17	0.059	0.048–0.07	0.12	0.09–0.14
Sc	5.1	4.5–5.8	20	17–25	1.1	0.9–1.3
Cu	8.1	7.1–9.3	28	23–34	2.1	1.7–2.6
Zn	43	38–49	79	66–95	30	24–36
Ga	2	1.8–2.3	2.5	2.1–3.1	1.3	1.0–1.5
Rb	0.6	0.5–0.7	0.14	0.11–0.17	1.1	0.9–1.4
Sr	24.8	21.7–28.3	13.8	11.4–16.7	34	28–41
Y	2	1.8–2.3	3.3	2.8–4.0	1.5	1.2–1.8
Zr	10	8.8–11.5	3.9	3.2–4.7	11.9	9.8–14.4
Nb	0.9	0.8–1.0	0.17	0.14–0.20	2.5	2.0–3.0
Mo	0.06	0.05–0.07	–	–	–	–
Sn	0.29	0.25–0.33	–	–	–	–
Cs	0.007	0.006–0.008	0.0017	0.0014–0.0021	0.013	0.011–0.016
Ba	6.6	5.8–7.6	1.2	1–1.5	14.5	11.9–17.6
La	0.83	0.73–0.95	0.17	0.14–0.20	1.82	1.50–2.22
Ce	2.1	1.8–2.4	0.50	0.41–0.60	4.1	3.4–5.0
Pr	0.30	0.26–0.35	0.09	0.07–0.11	0.45	0.37–0.56
Nd	1.5	1.3–1.7	0.53	0.43–0.64	2.15	1.76–2.62
Sm	0.39	0.34–0.45	0.25	0.20–0.30	0.42	0.34–0.51

Таблица 3. Окончание

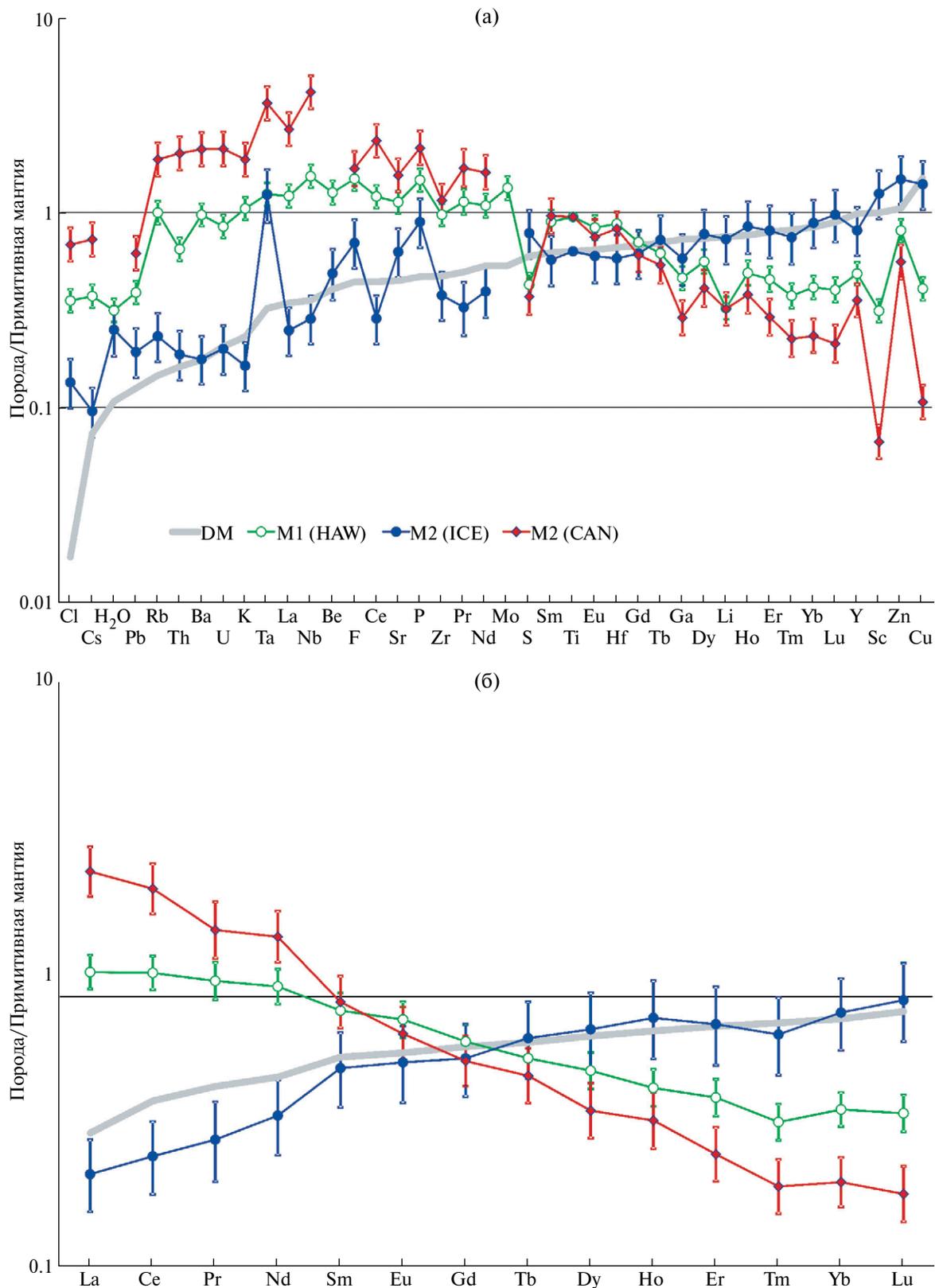
Компоненты	M1		M2		M3	
	<i>C</i>	доверительный интервал 95%	<i>C</i>	доверительный интервал 95%	<i>C</i>	доверительный интервал 95%
Gd	0.41	0.36–0.47	0.36	0.30–0.44	0.35	0.30–0.43
Tb	0.07	0.06–0.08	0.078	0.064–0.095	0.058	0.046–0.072
Dy	0.40	0.35–0.47	0.56	0.46–0.68	0.30	0.24–0.37
Ho	0.08	0.07–0.09	0.14	0.11–0.17	0.060	0.048–0.075
Er	0.21	0.18–0.24	0.38	0.31–0.46	0.14	0.11–0.17
Tm	0.028	0.024–0.032	0.055	0.045–0.067	0.017	0.013–0.021
Yb	0.20	0.17–0.22	0.42	0.35–0.51	0.11	0.09–0.13
Lu	0.028	0.024–0.033	0.058	0.068–0.056	0.015	0.012–0.019
Hf	0.26	0.23–0.30	0.18	0.17–0.14	0.25	0.20–0.30
Ta	0.053	0.047–0.061	0.053	0.043–0.065	0.16	0.13–0.19
W	0.011	0.010–0.013	–	–	–	–
Tl	1.7	1.5–2.0	–	–	–	–
Pb	0.072	0.063–0.082	0.036	0.029–0.043	0.11	0.09–0.14
Th	0.055	0.048–0.063	0.016	0.013–0.019	0.17	0.14–0.21
U	0.019	0.017–0.022	0.0046	0.0038–0.0055	0.05	0.04–0.06

Примечание. *C* – концентрация компонента, 95%-ный доверительный интервал построен на основании стандартных ошибок ( $2\sigma$ ) логарифмов концентраций. Содержание  $TiO_2$  в источниках принято произвольно на уровне примитивной (M1 и M3) и обедненной мантии соответственно. Оксиды – в мас. %, остальные элементы – в ppm, за исключением Tl (ppb).

обедненной мантии. Этот результат замечателен, поскольку мы получили состав источника обедненных базальтов срединно-океанических хребтов на основании приблизительной оценки одного из предполагаемых компонентов в составах расплавов океанических островов. При этом расплавы, полученные непосредственно из этого источника в рассматриваемых выборках, представлены очень небольшим количеством анализов, а большая часть расплавов ICE<sup>1</sup> и GAL<sup>1</sup> являются, судя по диаграммам на рис. 6, продуктами смешения с выплавками из обогащенного материала. Интересно также, что очень хорошие результаты были получены для наиболее когерентных элементов – тяжелых РЗЭ, Y, Sc, Zn и Cu, для которых предполагается максимальный эффект сохранения в респите. Это означает, что наши оценки средних коэффициентов распределения и пропорций фаз при плавлении являются реалистичными.

Составы M1 и M3 заметно обогащены наиболее некогерентными элементами и обеднены когерентными и умеренно некогерентными. Разница между

составами M1 и M3 может быть связана с различиями в степени плавления и условиях образования магм. Однако вариации в степени плавления и глубине образования магм не могут существенно изменить отношения максимально некогерентных элементов (например, отношения самых легких РЗЭ – Ce/La). Поэтому мы считаем, что различия в составах расплавов указывают на существование в разной степени обогащенных резервуаров. В отличие от деплетированного источника, составы M1 и M3 плохо сопоставляются с рассматриваемыми в литературе геохимическими источниками OIB. Так, на классификационной диаграмме Ce/Rb–100Tb/La–0.2Ba/Nb (Akbari et al., 2023) M1 проецируется вблизи границы DMM и EM2, а M3 – на границе EM2 и HIMU. Все составы располагаются на удалении от источника EM1. Таким образом, мы не можем однозначно сопоставить наши составы с традиционно рассматриваемыми мантийными резервуарами. Это связано с тем, что наши построения основаны на средних составах,



**Рис. 7.** Рассчитанные составы трех источников магм океанических островов, нормализованные к содержанию в примитивной мантии (Palme, O'Neill, 2014). Вертикальные линии – стандартные ошибки (2σ). Показан также состав обедненной мантии – источника базальтовых расплавов срединно-океанических хребтов (DM по Salters, Stracke, 2004).

в образовании которых могли принимать участие различные резервуары.

Рассмотрим подробнее некоторые особенности поведения отдельных элементов. Содержания летучих элементов характеризуются наибольшими отклонениями от монотонных зависимостей. В большой степени это может быть связано с аналитическими проблемами потери летучих при кристаллизации, а также изменением состава расплавных включений после захвата. При этом интересно, что для обедненного резервуара (M2) мы получили близкие к данным (Salters, Stracke, 2004) концентрации  $\text{CO}_2$ , Cl, F, В и S. Содержание  $\text{H}_2\text{O}$  и особенно Cl, оказались завышенными, причем для  $\text{CO}_2$  получена значительная отрицательная аномалия для источника M1. Однако это не обязательно означает, что источник обогащенных расплавов Гавайских островов был намного беднее  $\text{CO}_2$ , чем DM. В данном случае можно предположить влияние дегазации и/или аналитических ошибок. Обеднение обогащенных резервуаров S, возможно, связано с отделением сульфидов. Небольшие отклонения состава M2 от DM (Salters, Stracke, 2004) могут быть связаны с оценкой состава DM. Так, несколько более дифференцированный спектр РЗЭ в M2 (относительно низкие концентрации легких РЗЭ) повторяет почти точно данные другой оценки DM (Workman, Hart, 2005). Повышенная концентрация Р в M2 практически идентична значению, приводимому этими исследователями. Таким образом, отклонения от DM в значительной мере могут быть связаны с неопределенностью определения состава самого резервуара DM.

Иногда отклонения оказываются слишком большими. В частности, это относится к концентрации Та в M2. Как можно видеть на рис. 6, в отличие от других сходных отношений, значения Nb/Та заметно различаются для составов ICE<sup>1</sup> и GAL<sup>1</sup>. В составе ICE<sup>1</sup> значение отношения увеличивается со снижением содержания MgO, в то время как для GAL<sup>1</sup> мы наблюдаем постоянное отношение на уровне обогащенных составов (HAW и др.). Такие же различия между ICE<sup>1</sup> и GAL<sup>1</sup> наблюдаются и для отношений Та с другими элементами, что не позволяет надежно определить содержание Та в источнике M2. В результате мы получили значительную положительную аномалию Та на рис. 7. Концентрация Та в обедненном источнике оказалась равной его концентрации в обогащенном, что вряд ли соответствует действительности. Это подчеркивается тем, что Nb — геохимический “двойник” Та — демонстрирует вполне предсказуемое поведение с заметным обеднением в источнике M2 относительно M1. Причина такой аномалии может быть связана с большими ошибками при анализе низкого содержания Та в обедненных расплавах (практически всегда <2 ppm).

На рис. 7 обращает на себя внимание также значительное обеднение источника M3 (Канарские острова) Sc и Cu. Возможная причина такой аномалии может быть связана с тем, что данные для этих элементов в расплавах Канарского архипелага имеются только для сильно дифференцированных расплавов (< 6 мас. % MgO). Обеднение может быть связано с особенностями кристаллизационной дифференциации. Скандий эффективно связывается в гранате, но удаление граната привело бы к сильному обеднению также и тяжелыми РЗЭ, что не наблюдается. Сохранение пироксена в респите также может привести к обеднению Sc. Возможно также удаление Sc за счет кристаллизации амфибола, поскольку для базальтовых расплавов  $D_{\text{Sc}}^{\text{Amph-L}} > D_{\text{Yb}}^{\text{Amph-L}}$  (Cannao et al., 2022). Обеднение Cu не может быть вызвано кристаллизацией силикатов и, возможно, отражает удаление сульфидных фаз. В то же время имеется очень небольшое количество определений Sc и Cu в расплавах Канарских островов, поэтому отклонения на рис. 7 могут оказаться случайными. Таким образом, имеющиеся данные по составам магм океанических островов свидетельствуют о присутствии в источнике магм обедненного материала, сходного с источником базальтов срединно-океанических хребтов и в разной степени обогащенных источников.

Гетерогенность источников магм океанических островов обосновывалась многими исследователями (Schilling, 1973; O’Nions et al., 1976; Zindler et al., 1984; Weaver, 1991; Luais, 2004; Koornneef et al., 2012; Chauvel et al., 2012; White, 2015; Warren, 2016; Hauri, 2002; Ireland et al., 2009 и др.). Геохимическая и изотопная гетерогенность пород и расплавов согласуются с образованиями OIB из источников, включающих обедненный резервуар (DMM) и несколько обогащенных (HIMU, EM1, EM2 и др.). Возможен вклад и из других источников, например из зоны на границе мантия—ядро (Mundl et al., 2017). Существенный вклад в вариации составов пород и расплавов может вносить динамика подъема и плавления мантийного плюма (Phipps Morgan, 2001; Bianco et al., 2008; Taylor et al., 2020).

Наши результаты подтвердили дискретность трендов составов магм на уровне редких элементов. Наиболее существенные вариации связаны с присутствием источника, близкого к источнику MORB, и в различной степени обогащенных составов. Составы обогащенного компонента могут повторяться на разных островах и даже в океанах. Показательным в этом отношении является сходство расплавов Гавайских островов и о-ва Реюньон по многим элементам (рис. 6), а также сходство обедненных компонентов Исландии и Галапагосских островов. В то же время существуют островные магмы, которые не могут быть получены из источника расплавов Гавайского плюма. Присутствие нескольких обогащенных компонентов

устанавливается на основании изотопных и геохимических характеристик (например, Akbari et al., 2023). Надо отметить, что наш анализ данных по редким элементам в расплавных включениях и стеклах дает более грубую картину по сравнению с изотопными результатами. Для большинства используемых нами составов в первом приближении может быть принята модель двух источников — обедненного и обогащенного. Анализ изотопных систем позволяет выделить большое количество компонент. Так, для Гавайев мы выявили только один обогащенный источник, в то время как интерпретация изотопных данных указывает на несколько источников (Naugl, 2002 и др.).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей статье мы привели новые оценки составов основных магматических расплавов океанических островов. Появление новых данных позволяет получать все более точные оценки средних концентраций, что особенно важно для анализа глобального круговорота элементов. В одной из предыдущих публикаций (Наумов и др., 2016б) мы показали, что средние составы вулканитов океанических островов, опубликованные в (Sun, McDonough, 1989), сильно смещены в сторону щелочных пород, хотя их объем в океанических комплексах не очень велик. Это объясняется не только объективными обстоятельствами, но и особенностями выбора пород для анализа и публикации. За прошедшие годы опубликовано большое количество новых анализов, и полученные нами оценки показывают, что в действительности средние составы ближе к породам нормальной щелочности. Однако даже и наши оценки средних концентраций могут быть смещенными. Возрастание доступности современного аналитического оборудования приводит к тому, что выборка аналитических данных становится более представительной, что позволяет приблизиться к несмещенной оценке средних составов. В этом плане важен анализ изменения рассчитанных составов со временем, поэтому мы планируем продолжать наши обобщения публикаций по составам включений и стекол пород.

Другой интересный результат нашей работы связан с расчетом состава источника магм на основании анализа отношений элементов. В отличие от большинства подобных исследований, мы использовали большое количество отношений, многие из которых характеризуются значительной неопределенностью. Это хорошо видно из рис. 6. Другие исследователи тщательно подходили к отбору данных для оценки характерных отношений элементов, но использовали ограниченное число отношений (Palme, O'Neill, 2013; Salters, Stracke, 2004). По сравнению с ними наши оценки многих отношений значительно менее точные и часто

субъективны. Тем не менее полученный состав обедненного источника близко воспроизводит состав источника N-MORB (Salters, Stracke, 2004; Workman, Hart, 2005). Это достигается за счет согласования большого количества независимых отношений, многие из которых можно считать полуколичественными. Этот результат показывает, что в геохимии не следует пренебрегать даже приближительными значениями, надо только адекватно оценивать их реальную точность и уточнять оценки, используя другие близкие по смыслу параметры.

*Благодарности.* Авторы благодарны С.А. Силантьеву и Н.М. Сушевой за ценные советы, которые помогли нам улучшить рукопись статьи.

*Источники финансирования.* Работа выполнена в рамках тем государственного задания ГЕОХИ РАН и ИГЕМ РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гирнис А.В.* Распределение редких элементов между минералами и расплавом: параметризация экспериментальных данных для оливина, пироксенов и полевых шпатов // Геохимия. 2024. № 3. С. 227–240.
- Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В.* Средние содержания петрогенных, летучих и редких элементов в магматических расплавах различных геодинамических обстановок // Геохимия. 2004. № 10. С. 1113–1124.
- Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А. и др.* Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стекол пород // Геохимия. 2010. № 12. С. 1266–1288.
- Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Гирнис А.В., Ярмолюк В.В.* Сравнение содержаний петрогенных, летучих и редких элементов в расплавах океанических хребтов по данным изучения включений в минералах и закалочных стекол пород // Геохимия. 2014. № 5. С. 387–405.
- Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Коваленкер В.А.* Концентрация рудных элементов в магматических расплавах и природных флюидах по данным изучения включений в минералах // Геология рудн. месторождений. 2016а. № 4. С. 367–384.
- Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Гирнис А.В.* Летучие и редкие элементы в щелочных и субщелочных расплавах океанических островов по данным изучения включений в минералах и закалочных стекол пород // Геохимия. 2016б. № 6. С. 558–573.
- Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Гирнис А.В.* Петрогенные, летучие, рудные и редкие элементы в магматических расплавах главных геодинамических обстановок Земли. I. Средние содержания // Геохимия. 2023. № 12. С. 1253–1272.

- Akbari M., Ghorbani M.R., Cousens B.L., Graham I.T.* A robust discrimination scheme for ocean island basalts based on Ce/Rb, Tb/La, and Ba/Nb ratios // *Chem. Geol.* 2023. V. 628. 121486.
- Albert H., Costa F., Di Muro A. et al.* Magma interactions, crystal mush formation, timescales, and unrest during caldera collapse and lateral eruption at ocean island basaltic volcanoes (Piton de la Fournaise, La Reunion) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. V. 515. P. 187–199.
- Arevalo Jr. R., McDonough W.F.* Chemical variations and regional diversity observed in MORB // *Chem. Geol.* 2010. V. 271. P. 70–85.
- Arevalo Jr. R., McDonough W.F., Luong M.* The K/U ratio of the silicate Earth: Insights into mantle composition, structure and thermal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 278. P. 361–369.
- Bianco T.A., Ito G., van Hunen J. et al.* Geochemical variation at the Hawaiian hot spot caused by upper mantle dynamics and melting of a heterogeneous plume // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2008. V. 9. No 11. Q11003. doi:10.1029/2008GC002111
- Boudoire G., Di Muro A., Michon L., Metrich N.* Footprints and conditions of multistep alkali enrichment in basaltic melts at Piton de la Fournaise (La Reunion Island, Indian Ocean) // *Bull. Volcanol.* 2021. V. 83. P. 1–31.
- Bureau H., Metrich N., Pineau F., Semet M.P.* Magma-conduit interaction at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island): a melt and fluid inclusion study // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1998. V. 84. P. 34–60.
- Cannao E., Schiavi F., Casiraghi G. et al.* Effect of chlorine on water incorporation in magmatic amphibole: experimental constraints with a micro-Raman spectroscopy approach // *Eur. J. Mineral.* 2022. V. 34. P. 19–34.
- Caracciolo A., Bali E., Gudfinnsson G.H. et al.* Temporal evolution of magma and crystal mush storage conditions in the Bardarbunga–Veidivöth volcanic system, Iceland // *Lithos.* 2020. V. 352–353. P. 1–16.
- Chauvel C., Maury R.C., Blais S. et al.* The size of plume heterogeneities constrained by Marquesas isotopic stripes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2012. V. 13. No 1. Q07005. doi:10.1029/2012GC004123
- Cushman B., Sinton J., Ito G., Dixon J.E.* Glass compositions, plume-ridge interaction, and hydrous melting along the Galapagos Spreading Center, 90.5° W to 98° W // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2004. V. 5. No 8. P. 1–30.
- Davis M.G., Garcia M.O., Wallace P.* Volatiles in glasses from Mauna Loa Volcano, Hawai'i: implications for magma degassing and contamination, and growth of Hawaiian volcanoes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. V. 144. P. 570–591.
- Dayton K., Gazel E., Wieser P.E. et al.* Magmatic storage and volatile fluxes of the 2021 La Palma eruption // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2024. V. 25. No 6.
- Di Muro A., Metrich N., Vergani D. et al.* The shallow plumbing system of Piton de la Fournaise Volcano (La Reunion Island, Indian Ocean) revealed by the major 2007 caldera-forming eruption // *J. Petrology.* 2014. V. 55. P. 1287–1315.
- Famin V., Welsch B., Okumura S. et al.* Three differentiation stages of a single magma at Piton de la Fournaise volcano (Reunion hot spot) // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2009. V. 10. No 1. P. 1–18.
- Ferguson D.J., Gonnermann H.M., Ruprecht P. et al.* Magma decompression rates during explosive eruptions of Kilauea volcano, Hawaii, recorded by melt embayments // *Bull. Volcanol.* 2016. V. 78. P. 1–12.
- Gale A., Dalton C.A., Langmuir C.H. et al.* The mean composition of ocean ridge basalts // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2013. V. 14. doi:10.1029/2012GC004334
- Gomez-Ulla A., Sigmarsson O., Huertas M.J., Devidal J.L.* The historical basanite-alkali basalt-tholeiite suite at Lanzarote, Canary Islands: Carbonated melts of heterogeneous mantle source? // *Chem. Geol.* 2018. V. 494. P. 56–68.
- Gurenko A.A., Schmincke H.-U.* Petrology, geochemistry, S, Cl, and F abundances, and S oxidation state of sideromelane glass shards from Pleistocene ash layers north and south of Gran Canaria (ODP Leg 157) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998a. V. 131. P. 95–110.
- Gurenko A.A., Schmincke H.-U.* Geochemistry of sideromelane and felsic glass shards in Pleistocene ash layers at Sites 953, 954, and 956 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* 1998b. V. 157. P. 421–428.
- Gurenko A.A., Hansteen T.H., Schmincke H.-U.* Melt, crystal, and fluid inclusions in olivine and clinopyroxene phenocrysts from the submarine shield stage hyaloclastites of Gran Canaria, Sites 953 and 956 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* 1998. V. 157. P. 375–401.
- Haddadi B., Sigmarsson O., Larsen G.* Magma storage beneath Grimsvötn volcano, Iceland, constrained by clinopyroxene-melt thermobarometry and volatiles in melt inclusions and groundmass glass // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2017. V. 122. No 9. P. 6984–6997.
- Halldorsson S.A., Bali E., Hartley M.E. et al.* Petrology and geochemistry of the 2014–2015 Holuhraun eruption, central Iceland: compositional and mineralogical characteristics, temporal variability and magma storage // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2018. V. 172. P. 1–26.

- Halldorsson S.A., Marshall E.W., Caraccloto A. et al.* Rapid shifting of a deep magmatic source at Fagradalsfjall volcano, Iceland // *Nature*. 2022. V. 609. P. 529–534.
- Hammer J.E., Coombs M.L., Shamberger P.J., Kimura J.-I.* Submarine sliver in North Kona: A window into the early magmatic and growth history of Hualalai Volcano, Hawaii // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2006. V. 151. P. 157–188.
- Hansteen T.H., Gurenko A.A.* Sulfur, chlorine, and fluorine in glass inclusions in olivine and clinopyroxene from basaltic hyaloclastites representing the Gran Canaria shield stage at Sites 953 and 956 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1998. V. 157. P. 403–410.
- Hartley M.E., Thordarson T., Fitton J.G.* Oxygen isotopes in melt inclusions and glasses from the Askja volcanic system, North Iceland // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2013. V. 123. P. 55–73.
- Hartley M., Maclennan J., Edmonds M., Thordarson T.* Reconstructing the deep CO<sub>2</sub> degassing behaviour of large basaltic fissure eruptions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 393. P. 120–131.
- Hartley M.E., Neave D.A., Maclennan J. et al.* Diffusive over-hydration of olivine-hosted melt inclusions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 425. P. 168–178.
- Hartley M.E., de Hoog J.C.M., Shorttle O.* Boron isotopic signatures of melt inclusions from North Iceland reveal recycled material in the Icelandic mantle source // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2021. V. 294. P. 273–294.
- Hauri E.H.* Osmium isotopes and mantle convection // *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. 2002. V. 360. P. 2371–2382.
- Hauri E.H., Maclennan J., McKenzie D. et al.* CO<sub>2</sub> content beneath northern Iceland and the variability of mantle carbon // *Geology*. 2018. V. 46. No 1. P. 55–58.
- Helz R.T., Cottrell E., Brounce M.N., Kelley K.A.* Olivine-melt relationships and syneruptive redox variations in the 1959 eruption of Kilauea Volcano as revealed by XANES // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2017. V. 333–334. P. 1–14.
- Hemond C., Arndt N.T., Lichtenstein U. et al.* The heterogeneous Iceland plume: Nd-Sr-O isotopes and trace-element constraints // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. P. 15833–15850.
- Herbrich A., Hauff F., Hoernle K. et al.* A 1.5 Ma record of plume-ridge interaction at the Western Galapagos Spreading Center (91°40'–92°00' W) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016. V. 185. P. 141–159.
- Hofmann A.W.* Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.
- Hofmann A.W.* Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // *Treatise on Geochemistry*. Oxford, U.K.: Elsevier–Pergamon, 2004. V. 2. P. 61–97.
- Hofmann A.W., White W.M.* Mantle plumes from ancient oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 57. P. 421–436.
- Ireland T.J., Arevalo Jr. R., Walker R.J., McDonough W.F.* Tungsten in Hawaiian picrites: A compositional model for the sources of Hawaiian lavas // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. V. 73. P. 4517–4530.
- Kelley K.A., Kingsley R., Schilling J.-G.* Composition of plume-influenced mid-ocean ridge lavas and glasses from Mid-Atlantic Ridge, East Pacific Rise, Galapagos Spreading Center, and Gulf of Aden // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013. V. 14. No 1. P. 223–242.
- Kirstein L.A., Walowski K.J., Jones R.E. et al.* Volatiles and intraplate magmatism: a variable role for carbonated and altered oceanic lithosphere in ocean basalt formation // *J. Petrol.* 2023. V. 64. No 3. P. 1–21.
- Koleszar A.M., Saal A.E., Hauri E.H. et al.* The volatile contents of the Galapagos plume: evidence for H<sub>2</sub>O and F open system behavior in melt inclusions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 287. P. 442–452.
- Koornneef J.M., Stracke A., Bourdon B. et al.* Melting of a two-component source beneath Iceland // *J. Petrol.* 2012. V. 53. P. 127–157.
- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. et al.* A Classification and Glossary of Terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 2nd Ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. P. 236.
- Lerner A.H., Wallace P.J., Shea T. et al.* The petrologic and degassing behavior of sulfur and other magmatic volatiles from the 2018 eruption of Kilauea, Hawai'i: melt concentrations, magma storage depths, and magma recycling // *Bull. Volcanol.* 2021. V. 83. P. 1–12.
- Luais B.* Temporal changes in Nd isotopic composition of Piton de la Fournaise magmatism (Réunion Island, Indian Ocean) // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2004. V. 5. 2002GC000502.
- Marschall H.R., Wanless V.D., Shimizu N. et al.* The boron and lithium isotopic composition of mid-ocean ridge basalts and the mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2017. V. 207. P. 102–138.
- Marsh J., Edmonds M., Houghton B. et al.* Magma mingling during the 1959 eruption of Kilauea Iki, Hawai'i // *Bull. Volcanol.* 2024. V. 86. P. 1–13.
- Matthews S., Shorttle O., Maclennan J., Rudge J.F.* The global melt inclusion C/Ba array: Mantle variability, melting process, or degassing? // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2021. V. 293. P. 525–543.

- Moore L.R., Gazel E., Bodnar R.J. The volatile budget of Hawaiian magmatism: Constraints from melt inclusions from Haleakala volcano, Hawaii // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2021. V. 410. No 107144.
- Mundl A., Touboul M., Jackson M.G. et al. Tungsten-182 heterogeneity in modern ocean island basalts // *Science*. 2017. V. 356. P. 66–69.
- Nielsen R.L. The effects of re-homogenization on plagioclase hosted melt inclusions // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2011. V. 12. No 10. P. 1–16.
- Norman M.D., Garcia M.O., Kamenetsky V.S., Nielsen R.L. Olivine-hosted melt inclusions in Hawaiian picrites: equilibration, melting, and plume source characteristics // *Chem. Geol.* 2002. V. 183. P. 143–168.
- O’Nions R.K., Pankhurst R.J., Gronvold K. Nature and development of basalt magma-sources beneath Iceland and the Reykjanes ridge // *J. Petrol.* 1976. V. 17. P. 315–338.
- Palme H., O’Neill H.St.C. Cosmochemical estimates of mantle composition. *Treatise on Geochemistry*. 2nd Ed. Elsevier Ltd. 2014. V. 3. P. 1–39.
- Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. 2008. V. 100. P. 14–48.
- Peterson M.E., Saal A.E., Nakamura E. et al. Origin of the “ghost plagioclase” signature in Galapagos melt inclusions: New evidence from Pb isotopes // *J. Petrol.* 2014. V. 55. P. 2193–2216.
- Peterson M.E., Saal A.E., Kurz M.D. et al. Submarine basaltic glasses from the Galapagos Archipelago: Determining the volatile budget of the mantle plume // *J. Petrol.* 2017. V. 58. P. 1419–1450.
- Phipps Morgan J. Thermodynamics of pressure release melting of a veined plum pudding mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2001. V. 2. No 4. 1001.  
doi:10.1029/2000GC000049.
- Pietruszka A.J., Norman M.D., Garcia M.O. et al. Chemical heterogeneity in the Hawaiian mantle plume from the alteration and dehydration of recycled oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 361. P. 298–309.
- Ranta E., Halldorsson S.A., Oladottir B.A. et al. Magmatic controls on volcanic sulfur emissions at the Iceland hotspot // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2024. V. 25. P. 1–29.
- Ren Z.-Y., Ingle S., Takahashi E. et al. The chemical structure of the Hawaiian mantle plume // *Nature*. 2005. V. 436. No 11. P. 837–840.
- Ryan J.G., Langmuir C.H. The systematics of lithium abundances in young volcanic rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1987. V. 51. P. 1727–1741.
- Saal A.E., Hauri E.H., Langmuir C.H., Perfit M.R. Vapor undersaturation in primitive mid-ocean-ridge basalt and the volatile content of Earth’s upper mantle // *Nature*. 2002. V. 419. P. 451–455.
- Salter V.J.M., Stracke A. Composition of the depleted mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2004. V. 5. P. 1–27.
- Schilling J.-G. Iceland mantle plume: Geochemical study of Reykjanes Ridge // *Nature*. 1973. V. 242. P. 565–571.
- Schipper C.I., Le Voyer M., Moussallam Y. et al. Degassing and magma mixing during the eruption of Surtsey Volcano (Iceland, 1963–1967): the signatures of a dynamic and discrete rift propagation event // *Bull. Volcanol.* 2016. V. 78. P. 1–19.
- Seaman C., Sherman S.B., Garcia M.O. et al. Volatiles in glasses from the HSDP2 drill core // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2004. V. 5. No 9. P. 1–42.
- Sides I., Edmonds M., Maclennan J. et al. Magma mixing and high fountaining during the 1959 Kilauea Iki eruption, Hawai’i // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014a. V. 400. P. 102–112.
- Sides I.R., Edmonds M., Maclennan J. et al. Eruption style at Kilauea volcano in Hawai’i linked to primary melt composition // *Nature Geosci.* 2014b. V. 7. No 6. P. 464–469.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Jochum K.P. et al. A young source for the Hawaiian plume // *Nature*. 2011. V. 476. No 7361. P. 434–437.
- Stracke A., Bizimis M., Salter V.J.M. Recycling oceanic crust: Quantitative constraints // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2003. V. 4. 8003.  
doi:10.1029/2001GC000223
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Magmatism in Ocean Basins*. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Taracsak Z., Hartley M.E., Burgess R. et al. High fluxes of deep volatiles from ocean island volcanoes: Insights from El Hierro, Canary Islands // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2019. V. 258. P. 19–36.
- Taylor R.N., Davila-Harris P., Branney M.J. et al. Dynamics of a chemically pulsing mantle plume // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020. V. 537. 116182.
- Thomson A., Maclennan J. The distribution of olivine compositions in Icelandic basalts and picrites // *J. Petrol.* 2013. V. 54. P. 745–768.
- Tucker J.M., Hauri E.H., Pietruszka A.J. et al. A high carbon content of the Hawaiian mantle from olivine-hosted melt inclusions // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2019. V. 254. P. 156–172.
- Vigouroux N., Williams-Jones A.E., Wallace P., Staudacher T. The November 2002 eruption of Piton

de la Fournaise, Reunion: tracking the pre-eruptive thermal evolution of magma using melt inclusions // *Bull. Volcanol.* 2009. V. 21. P. 1077–1089.

*Vlastelic I., Menard G., Gannoun A. et al.* Magma degassing during the April 2007 collapse of Piton de la Fournaise: The record of semi-volatile trace elements (Li, B, Cu, In, Sn, Cd, Re, Tl, Bi) // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2013. V. 254. P. 94–107.

*Warren J.M.* Global variations in abyssal peridotite compositions // *Lithos.* 2016. V. 248–251. P. 193–219. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.12.023>.

*Weaver B.L.* The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 104. P. 381–397. doi: [org/10.1016/0012-821X\(91\)90217-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90217-6).

*White W.M.* Sources of oceanic basalts: radiogenic isotope evidence // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 115. P. 211–226.

*White W.M.* Isotopes, DUPAL, LLSVPs, and Anekantavada // *Chem. Geol.* 2015. V. 419. P. 10–28.

*Wieser P.E., Jenner F., Edmonds M. et al.* Chalcophile elements track the fate of sulfur at Kilauea Volcano, Hawai'i // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2020. V. 282. P. 245–275.

*Wieser P.E., Lamadrid H., MacLennan J. et al.* Reconstructing magma storage depths for the 2018 Kilauean eruption from melt inclusions CO<sub>2</sub> contents: The importance of vapor bubbles // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2021. V. 22. No 1. P. 1–30.

*Wieser P.E., Edmonds M., Gansecki C. et al.* Explosive activity on Kilauea's Lower East Rift Zone fueled by a volatile-rich, dacitic melt // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2022. V. 23. No 2. P. 1–24.

*Workman R.K., Hart S.R.* Major and trace element composition of the depleted mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 231. P. 53–72.

*Xu G.P., Huang S.C., Frey F.A., Blichert-Toft J. et al.* The distribution of geochemical heterogeneities in the source of Hawaiian shield lavas as revealed by a transect across the strike of the Loa and Kea spatial trends: East Molokai to West Molokai to Penguin Bank // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2014. V. 132. P. 214–237.

*Zindler A., Hart S.* Geochemical geodynamics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 14. P. 493–571.

*Zindler A., Staudigel H., Batiza R.* Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 70. P. 175–195.

## **Basaltic Melts of Ocean Islands (OIB) and Their Sources Estimated from the Investigation of Melt Inclusions and Quenched Glasses of Rocks**

**V. B. Naumov<sup>1</sup>, A. V. Girnis<sup>2</sup>, V. A. Dorofeeva<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Moscow, Russia*

<sup>2</sup>*Institute for Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

Using our updated database of published analyses of mineral-hosted melt inclusions and glasses from volcanic rocks, the compositions of mafic melts of ocean islands (OIB) were considered. Mean contents of major, trace, and volatile elements were calculated for the complete data array and some particular comprehensively studied complexes: Iceland, Hawaii, Canaries, Galapagos, and Reunion. It was found that the mean contents of most elements fall between the compositions of magmas from mid-ocean ridges (most depleted) and intraplate continental environments (most enriched). A detailed analysis of element ratios in the magmatic complexes showed that they could be approximated as mixtures of magmas from one depleted and two enriched reservoirs. The contents of trace elements in the supposed mantle sources were calculated. The depleted source is best manifested in Iceland and almost exactly matches the composition of the depleted mantle, from which mid-ocean ridge basalts were derived.

*Keywords:* ocean islands, element abundances, basalt, magma source, depleted mantle

УДК 552.4

## ЖАДЕИТИТ В МЕТАЛЕРЦОЛИТАХ ЭЛЬДЕНЬРСКОГО МАССИВА (ЧУКОТКА) – МЕХАНИЗМ И ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ

© 2025 г. Б. А. Базылев<sup>а, \*</sup>, Г. В. Леднева<sup>б</sup>

<sup>а</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

<sup>б</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия

\*e-mail: bazylev@geokhi.ru

Поступила в редакцию 11.11.2024 г.

После доработки 15.12.2024 г.

Принята к публикации 10.01.2025 г.

Представлены первые данные по петрографии, минералогии и геохимии жадеитов Эльденьрского массива (Чукотка, Россия), а также вмещающих их металерцолитов и амфиболитовых включений в жадеититах. Жадеититы сложены ассоциацией жадеита, омфацита, анальцима и пектолита с Ва-Ti-Si акцессорным минералом. Во вмещающих металерцолитах развита ассоциация оливина, антигорита, диопсида, хлорита, феррит-хромита, хромистого магнетита и акцессорных аваруита, хизлевудита и пентландита. В жадеититах присутствуют включения с реликтовой грубозернистой гипидиоморфной структурой, рассматриваемые как реликты метасоматизированного протолита жадеититов. Этим протолитом, по-видимому, являлись высокотемпературные гидротермальные диопсидиты. Во включениях проявлена локальная перекристаллизация первичного диопсида до эгирин-авгита и псевдоморфное развитие по диопсиду/эгирин-авгиту и ассоциировавшему с ним неустановленному минералу микро-мелкозернистого агрегата амфиболов (рихтерита нескольких генераций, актинолита, магнезиокатофорита, К-рихтерита, экерманнита), омфацита, пектолита, анальцима, флогопита и акцессорных маухерита и хизлевудита. Преобразование протолита еще до начала кристаллизации жадеита протекало в несколько стадий, включая метасоматическую перекристаллизацию и полное изменение его структуры. На последней стадии кристаллизация из флюида идиоморфного концентрически-зонального жадеита с анальцимом и пектолитом сопровождалась перекристаллизацией и растворением последних переработанных реликтов протолита, представленных высококальциевым омфацитом в микрозернистых омфацит-жадеитовых агрегатах жадеитита. Формирование жадеититов и сопутствующий метаморфизм вмещающих лерцолитов протекали при 500°C и 8.5 кбар, что отвечает параметрам, характерным для метаморфизма перидотитов мантийного клина в режиме “теплой” субдукции. Присутствие жадеититов в Эльденьрском массиве и изученных ранее высокобарических метаморфических пород в Усть-Бельском массиве позволяет рассматривать Усть-Бельский террейн как меланж зоны субдукции, активной в раннем–среднем триасе, претерпевший дополнительную тектонизацию при его последующей эксгумации в меловое время.

*Ключевые слова:* жадеитит, омфацит, анальцим, рихтерит, диопсидит, метаморфизм, офиолиты, Усть-Бельский террейн, Западно-Корякская складчатая система

DOI: 10.31857/S0869590325020033 EDN: UHLURG

### ВВЕДЕНИЕ

Жадеититы, к которым относят редкие породы, содержащие более 90% (Harlow et al., 2015) или более 75% (Hertvig et al., 2021) жадеита, обычно присутствуют в виде отдельных блоков в серпентинитовых меланжах, содержащих также блоки альбититов и пород, претерпевших метаморфизм высокого давления–низкой температуры, – гранатовых амфиболитов, эклогитов, голубых сланцев

и др. (Harlow, Sorensen, 2005; Sorensen et al., 2006; Tsujimori, Harlow, 2012). Жадеититы также слагают жилы или дайки в серпентинитах, при этом характерна ассоциация жадеититов с антигоритовыми серпентинитами (Harlow, Sorensen, 2005). Формирование жадеититов, антигоритовых серпентинитов и ассоциирующих с ними метаморфических пород связывается с интенсивным потоком флюидов над активной зоной субдукции, которые попали в перидотиты мантийного клина и в пластины

океанической литосферы, инкорпорированные в меланж зоны субдукции (Sorensen et al., 2006; Harlow et al., 2015). При этом формирование жадеитов связывается либо с метасоматическим преобразованием пород несерпентинитового состава, либо с непосредственной кристаллизацией жадеита и ассоциирующих с ним минералов из гидротермального флюида, насыщенного жадеитом (Harlow, 1994; Yui et al., 2010; Tsujimori, Harlow, 2012). Последний механизм считается более распространенным (Harlow et al., 2015). Однако установление механизма формирования жадеитов затрудняется крайней немногочисленностью мест находок этих пород (в сводке из работы (Tsujimori, Harlow, 2012) отмечено лишь девятнадцать таких местонахождений в мире), недостаточной изученностью или задокументированностью некоторых из них, неоднозначностью интерпретаций структурных взаимоотношений минералов в жадеититах, а также обычным отсутствием очевидных реликтов протолитов этих пород.

В настоящей статье представлены первые данные по петрографии, минералогии и геохимии жадеитов, установленных в Эльденырском массиве Усть-Бельского террейна (Чукотка), вмещающих их металерцолитов и амфиболитовых включений в жадеититах. На основании этих данных обсуждается вероятный механизм и обстановка формирования жадеитов.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

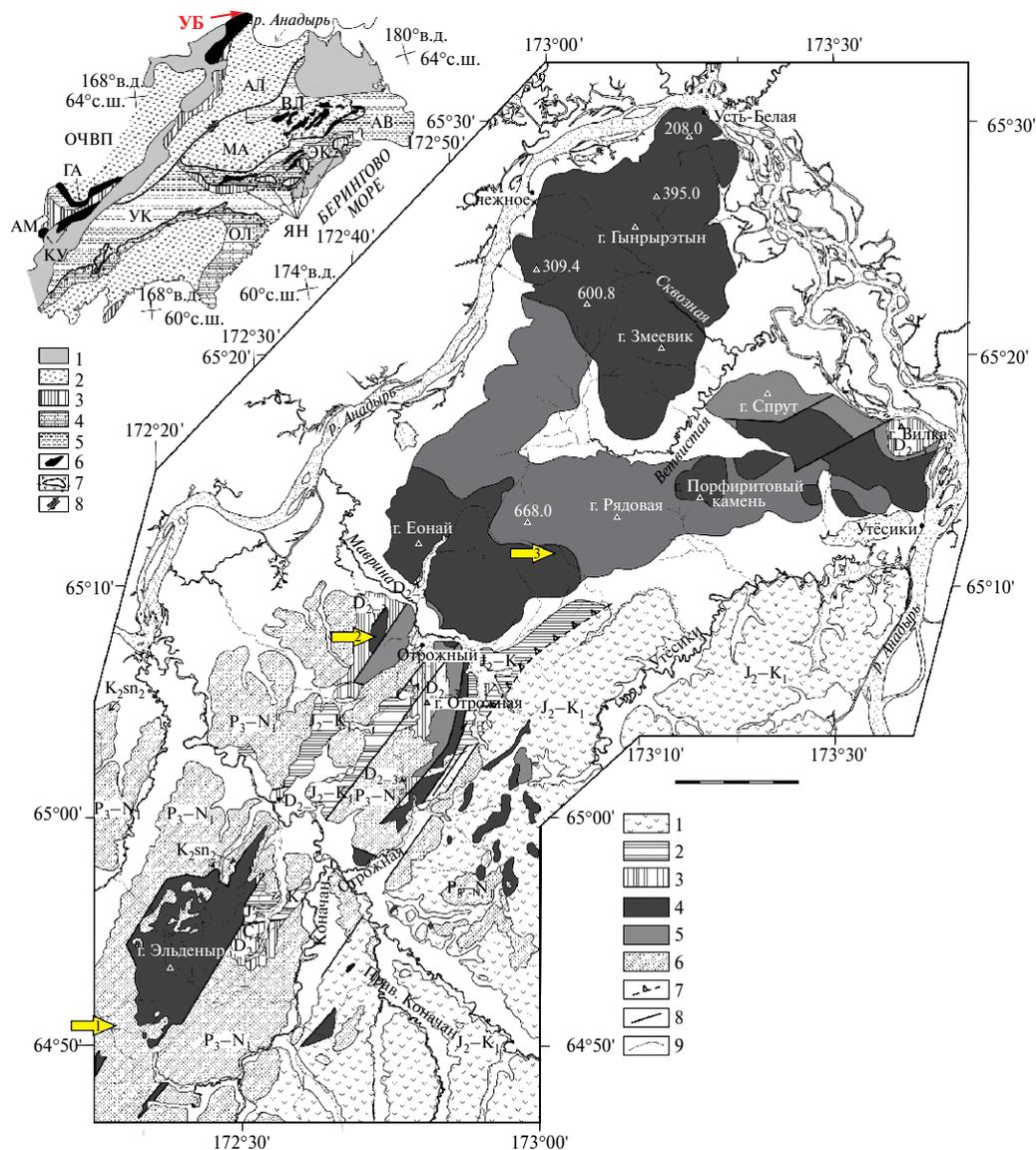
Эльденырский массив был выделен как отдельный тектонический блок в составе Усть-Бельского террейна, который считался офиолитовым (Пинус и др., 1973; Дмитренко и др., 1990; Palandzhyan, Dmitrenko, 1996). Согласно современным представлениям, детально изложенным в работах (Ledneva et al., 2019; Moiseev et al., 2023), этот террейн рассматривается как сложный аллохтон с серпентинитовым меланжем в основании, надвинутый на сеноман-туронские и сантонские вулканогенно-терригенные породы Алганского террейна Анадырско-Корякского складчатого пояса. Фактически Усть-Бельский террейн представляет собой пакет тектонических пластин, круто падающих на запад–северо-запад (рис. 1). Отдельные пластины сложены плутоническими, вулканическими, вулканогенно-осадочными и осадочными породами разных возрастов от позднего неопротерозоя до раннего мела. Ультрамафиты террейна сильно различаются по первичной минералогии и модальному минеральному составу и представлены шпинелевыми лерцолитами, гарцбургитами, дунитами, пироксенитами, хромитами, рогово-обманковыми перидотитами и горнблендитами (Пинус и др., 1973; Дмитренко и др., 1990; Sokolov et al., 2003; Паланджян, 2010; Базылев и др., 2009,

2010). Для части пород характерна интенсивная антигоритизация.

Эльденырский массив представляет собой тектоническую пластину размером  $15 \times 9$  км, сложенную преимущественно мантийными шпинелевыми лерцолитами, в резко подчиненном количестве в массиве присутствуют также шпинелевые гарцбургиты и дуниты (Дмитренко и др., 1990; Sokolov et al., 2003; Паланджян, 2010; Базылев и др., 2010). Для преобладающих шпинелевых лерцолитов массива характерны низкая хромистость первичных хромшпинелидов ( $Cr\# = Cr/(Cr + Al)$ , 0.15–0.20), интервал магнезиальности ( $Mg\# = 100Mg/(Mg + Fe)$ ) первичных оливинов 90.2–91.1 и умеренно-высокие содержания натрия в клинопироксенах (0.66–0.99 мас. %  $Na_2O$ ) при крайне низких содержаниях в них титана (0.08–0.15 мас. %  $TiO_2$ ) (Базылев и др., 2010). По высокой величине  $Na_2O/TiO_2$  в клинопироксенах (5–10), являющейся индикатором высокобарического режима частичного плавления мантийного источника, не свойственного перидотитам срединно-океанических хребтов (COX) (Bazylev et al., 2009), шпинелевые лерцолиты Эльденырского массива близки к перидотитам, представляющим субконтинентальную литосферную мантию (“орогенным лерцолитам”). В перидотитах Эльденырского массива (как и в перидотитах Усть-Бельского массива) широко проявлена антигоритизация с развитием оливин-диоксид-антигоритовых пород (Паланджян, 2010), особенно интенсивная в его краевых частях, при этом в его центральной части участками сохранились практически несерпентинизированные шпинелевые лерцолиты.

В 1981 г. в Эльденырском и Усть-Бельском массивах были обнаружены валунные россыпи жадеитов (Киевленко, 2001), но каких-либо данных по ним не опубликовано.

Исследованные нами жадеититы слагают жилу мощностью около 20 см, прослеживающуюся на протяжении нескольких метров в глыбах металерцолитов (обр. EL8-77) из делювиального шлейфа на юго-западном краю Эльденырского массива ( $172^\circ 17.225'$  в.д.,  $64^\circ 51.109'$  с.ш.). Строение жилы зональное, контакт с вмещающими металерцолитами ровный, без видимой зональности на контакте. Жадеититы (обр. EL8-78) представляют собой массивные мелкозернистые породы молочно-белого цвета с зеленоватым оттенком. На отдельных участках в жадеититах присутствуют изометричные или округлые светло-зеленые включения или обособления размером до 2–3 см (обр. EL8-78a) (рис. 2а, 2б), природа которых вызывает особый интерес.

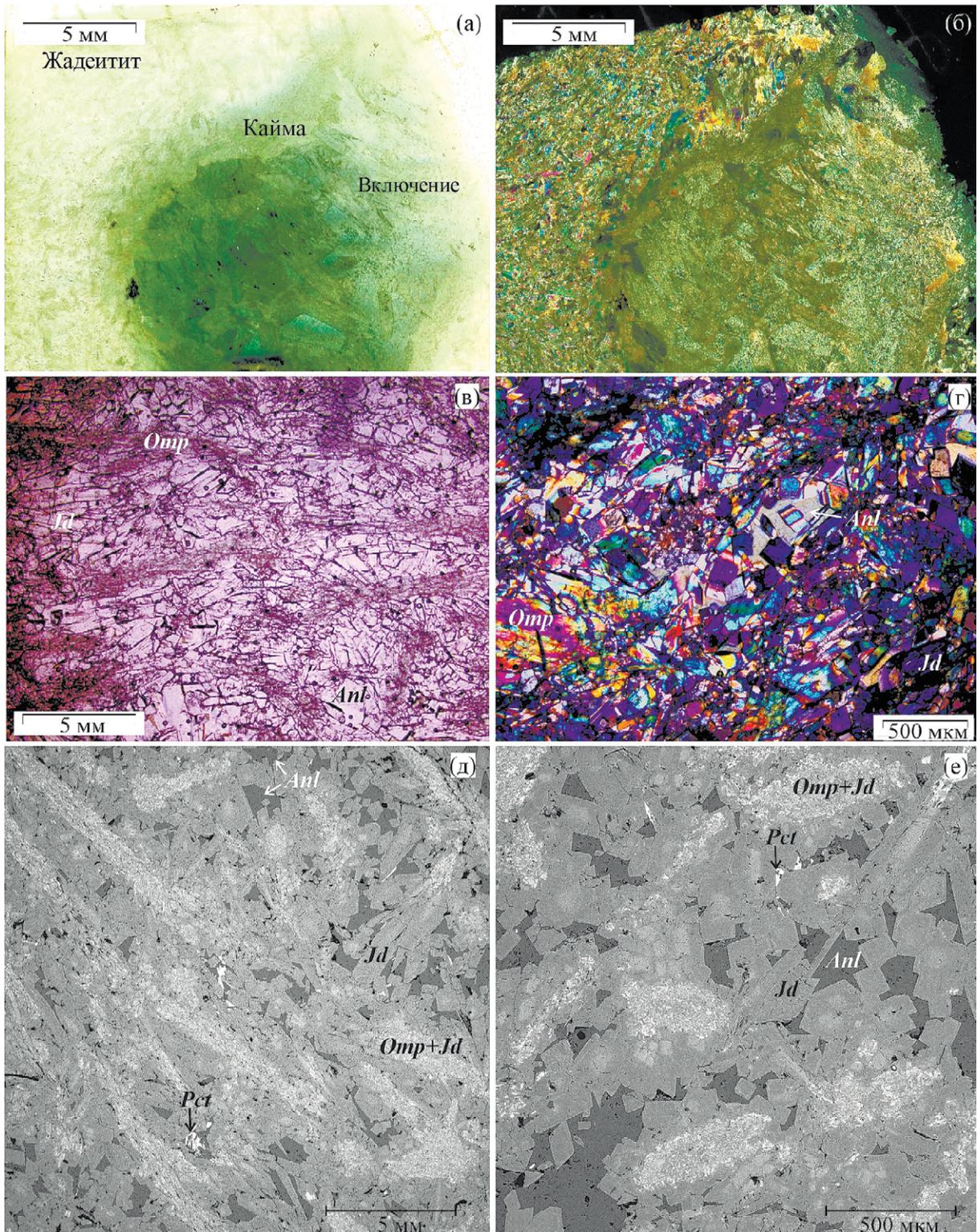


**Рис. 1.** Упрощенная схема геологического строения Усть-Бельских и севера Алганских гор (Леднева и др., 2012); составлена с использованием оригинальных данных и по материалам работ (Александров, 1978; Некрасов и др., 2001; Sokolov et al., 2003).

1 – автохтон, вулканогенно-осадочные отложения Алганской зоны (верхняя юра–нижний мел); 2–6 – аллохтон; 2 – осадочные отложения (верхняя юра–нижний мел), 3 – известняки (нижний карбон), вулканогенные и терригенные отложения (средний–верхний девон); 4, 5 – породы Усть-Бельского и Эльденьского массивов, в том числе 4 – ультрамафиты реститовые и кумулятивные (нерасчлененные) и офиолитовые меланжи неуставленного возраста, 5 – преимущественно габброиды (поздний рифей, граница венда–кембрия); 6 – неоавтохтон, осадочные толщи и молассы (сенومان, олигоцен–миоцен); 7 – предполагаемый надвиг, разделяющий образования автохтона и аллохтона; 8 – крупные разломы; 9 – стратиграфические контакты.

Места отбора жадеитита и изученных ранее (Ledneva et al., 2019) высоко-*P* метаморфических пород отмечены стрелками: 1 – обр. EL8-78, жадеитит, 2 – обр. UB8-13, гранатовый амфиболит, 3 – обр. UB7-60, альбит-цоизит-парогонит-паргаситовая порода.

На врезке показано положение Усть-Бельского террейна на схеме тектонического районирования региона (Соколов, 2003), расположение офиолитовых комплексов и меланжей приведено по работе (Марков и др., 1982): 1 – палеоген–четвертичные отложения чехла, 2–5 – террейны с преобладанием комплексов: 2 – островодужных, 3 – аккреционных призм, 4 – океанических, в том числе вулканических дуг, 5 – терригенных; 6 – ультрамафит-мафитовые комплексы, преимущественно офиолиты и меланжи; 7 – сдвиги; 8 – надвиги. Террейны: УБ – Усть-Бельский, ГА – Ганычаланский, АМ – Айнынско-Майницкий, АЛ – Алганский, ВЛ – Великореченский, МА – Майницкий, АВ – Алякватваамский, ЭК – Эконайский, ЯН – Янранайский, УК – Укэляятский и ОЛ – Олюторский; ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс.



**Рис. 2.** Структура жадеитита и включения в нем: (а, в) – в проходящем свете; (б, г) – в поляризованном свете; (д, е) – в обратнорассеянных электронах (BSE).

На этом рисунке и по тексту использованы следующие аббревиатуры (Warr, 2021): *Act* – актинолит, *Aeg-Aug* – эгирин-авгит, *Anl* – анальцит, *Atg* – антигорит, *Awr* – аваруйт, *Di* – диопсид, *Eck* – экерманнит, *Fchr* – феррит-хромит, *Hsl* – хизлевудит, *Jd* – жадеит, *K-Rct* – К-содержащий рихтерит, *Mktp* – магнизокатофорит, *Mag* – магнетит, *Muc* – маухерит, *Ol* – оливин, *Omp* – омфациит, *Pct* – пектолит, *Pn* – пентландит, *Po* – пирротин, *Px* – пироксен, *Rct* – рихтерит, *Spl* – шпинель.

## АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Петрография пород изучалась в прозрачно-полированных шлифах на оптическом микроскопе в проходящем и отраженном свете, а также в обратнорассеянных электронах на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) TESCAN MIRA3 в ГЕОХИ РАН (Москва). Исследование шлифов на СЭМ сопровождалось массовыми определениями составов минералов энергодисперсионным методом. Микроанализы проводились в точке при ускоряющем напряжении 20 кВ с накоплением 1 млн импульсов, а также при сканировании участков шлифов в растре. Обработка спектров выполнена в программе AZtec. Составы минералов определялись также на микрозонде Cameca-SX100 в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе зонда 30 нА и на микрозонде Jeol JXA8200 SuperProbe в Институте химии им. Макса Планка (г. Майнц, Германия) при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе зонда 30 нА. В обоих случаях использовались натуральные минеральные стандарты Смитсоновского института (Jarosewich et al., 1980). Систематического расхождения между составами минералов, определенными микрозондовым и энергодисперсионным методами, не выявлено, за исключением некоторого занижения суммы оксидов в анализах ЭДС, что, однако, не искажает стехиометрии минералов. В таблицах приведены средние составы минералов, рассчитанные по точечным определениям разными методами без нормализации.

Для измерения валового состава жадеитита его проба (куски сантиметрового размера без включений) была измельчена в щековой дробилке, квартована и истерта в агатовой ступке; пробоподготовка производилась в ГЕОХИ РАН. Содержания петрогенных элементов определялись рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре Phillips PW-1600 в ГЕОХИ РАН с калибровкой по российским и международным стандартам. Содержания редких элементов определялись методом ICP-MS на приборе Finnigan Element XR в МГУ им. М.В. Ломоносова.

## ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

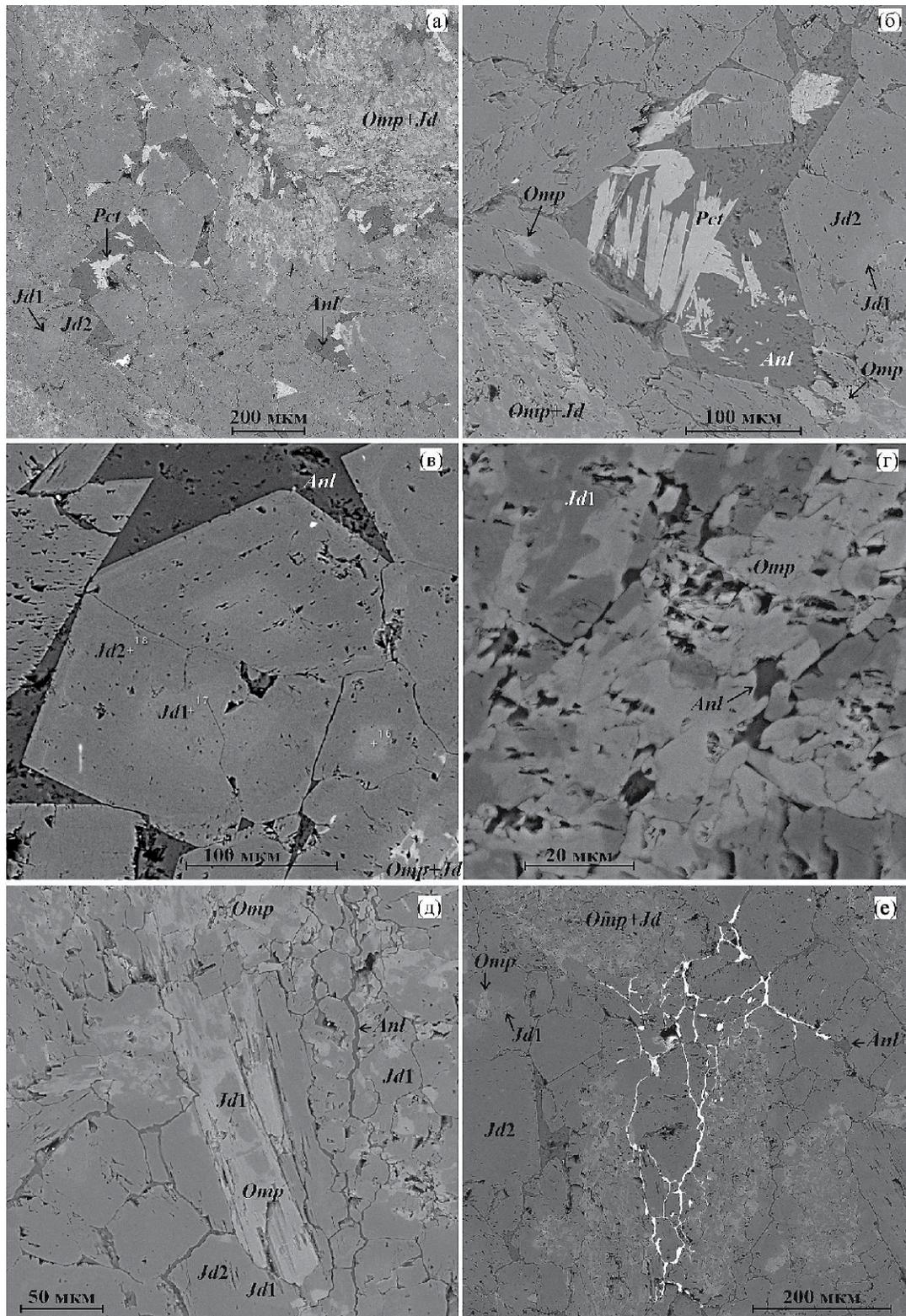
*Жадеитит (обр. EL8-78)*

Текстура породы массивная, хотя на отдельных участках шлифа просматривается слабая директивность по преимущественной ориентации удлиненных омфациит-жадеитовых агрегатов (рис. 2в). Структура основной массы породы, сложенной жадеитом при подчиненном развитии альбита и пектолита, неравнозернистая, мелко-среднезернистая, гипидиоморфная (рис. 2г).

Омфациит присутствует преимущественно в обособленных омфациит-жадеитовых агрегатах, обычно удлиненных, размером 0.1–0.4 мм × 0.5–1 мм, с нечеткими границами (рис. 2д, 2е). В проходящем свете (рис. 2в) эти агрегаты плохо различимы – они выглядят мутными, буроватыми, а в поляризованном свете (рис. 2г) выглядят как зерна омфациита с однородным, реже волнистым или мозаичным погасанием. На изображениях в обратнорассеянных электронах, где эти агрегаты различимы лучше, видно, что удлинение омфациит-жадеитовых агрегатов имеет предпочтительную ориентировку (рис. 2д), которая вблизи включения субпараллельна контакту жадеитита с включением, но вдоль контакта сильно варьирует (рис. 2б).

Структура омфациит-жадеитовых агрегатов микрозернистая, а омфациит и жадеит представлены мелкими (преимущественно до 10–30 мкм) изометричными зернами, часто без четких границ (рис. 3а, 3г, 3е). Жадеит в составе агрегатов преобладает, а некоторые зерна омфациита выглядят корродированными (рис. 3г). В краевых частях агрегатов отмечается некоторое укрупнение зерен омфациита (до 100 мкм) (рис. 3а, 3б, 3д, 3е), при этом зерна приобретают таблитчатый габитус. Обычно зерна омфациита в агрегатах обрастают (или замещаются) жадеитом, но отмечены и обратные соотношения – ядра жадеита в таблитчатых омфациитовых зернах (рис. 3д). Составы омфациитов в агрегатах имеют невысокие содержания титана (0.06–0.26 мас. % TiO<sub>2</sub>) (табл. 1) и умеренные содержания эгиринового компонента, рассчитанные согласно (Mogimoto et al., 1988), до 15 мас. % (рис. 4). При этом содержания жадеитового компонента в омфациитах довольно сильно и закономерно варьируют (рис. 4): мелкие (преимущественно до 20 мкм) ксеноморфные (резорбированные) зерна имеют пониженные содержания жадеитового компонента ( $X_{Jd}/(X_{Jd} + X_{Qz}) < 0.5$  (генерация Ca-Омп в табл. 1)), а укрупненные и более идиоморфные зерна омфациита, в том числе и нарастающие на жадеит, – повышенные содержания (Na-Омп в табл. 1). Конфигурация сольвуса жадеит-омфациит (Green et al., 2007) исключает возможность равновесности Ca-омфациитов с жадеитом.

На микрозернистые жадеит-омфациитовые агрегаты нарастают крупные (0.2–0.8 мм) чистые идиоморфные зерна жадеита и их массивные агрегаты, слагающие основную массу породы (рис. 3а–3в). Зерна жадеита обнаруживают в шлифе призматические, ромбические и квадратные сечения, типичное удлинение зерен 1 : 5. В центральных частях некоторых зерен жадеита присутствуют мелкие омфациит-жадеитовые агрегаты или отдельные зерна омфациита. Зерна жадеита обнаруживают нерегулярную, часто концентрическую зональность, при этом в ядрах зерен обычно присутствуют несколько



**Рис. 3.** Детали структуры жадеитита (BSE): (а) – микрозернистые омфациит-жадеитовые агрегаты в мелко-среднезернистой жадеит-анальцим-пектолитовой основной массе жадеитита; (б) – призматические зерна пектолита в анальциме; (в) – агрегат идиоморфных концентрически-зональных зерен жадеита с анальцимовыми интерстициями, нарастающий на микрозернистый омфациит-жадеитовый агрегат; (г) – микроструктура омфациит-жадеитового агрегата с проявленной резорбцией зерен омфациита; (д) – укрупненное призматическое зерно омфациита с включениями жадеита на краю омфациит-жадеитового агрегата; (е) – форма выделений акцессорного Ва-Тi-Si минерала.

**Таблица 1.** Составы минералов и валовый состав жадеитита (обр. EL8-78)

Компоненты	<i>Jd1</i>	<i>Jd2</i>	<i>Anl</i>	<i>Pct</i>	<i>Na-Omp</i>	<i>Ca-Omp</i>	<i>Acc</i> *	Порода	Порода
	11	19	5	4	13	18	12	(EDS)	(XRF)
SiO <sub>2</sub>	57.88	58.58	47.11	54.18	55.74	55.44	25.70	58.08	58.26
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.10	0.00	0.01	0.14	0.16	25.94	0.16	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.72	23.37	26.40	0.02	12.47	9.98	0.29	22.60	22.87
FeO	1.56	1.06	0.04	0.20	4.05	4.40	0.40	1.34	1.36
MnO	0.02	0.01	0.01	0.13	0.10	0.09	0.00	0.02	0.02
MgO	2.29	0.81	0.00	0.10	6.81	8.62	0.08	1.51	1.63
CaO	3.30	1.15	0.02	32.34	10.49	12.83	0.12	2.22	2.67
Na <sub>2</sub> O	12.65	14.15	15.05	9.17	8.49	7.13	2.36	13.83	12.91
K <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.08	0.01	0.01	0.01	0.05	0.03	0.08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.04	0.20	0.01
NiO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01
SrO							0.51		
BaO							33.29		
Сумма	98.50	99.23	88.73	96.15	98.33	98.69	88.78	100.00	100.00

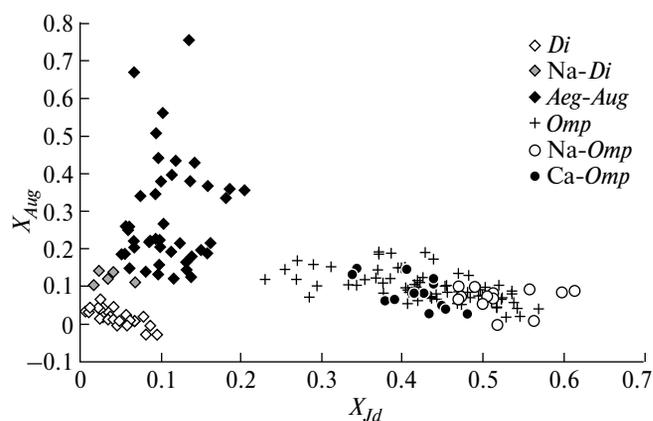
Примечание. *Acc* – Ba-Ti-Si акцессорный минерал. Компоненты здесь и в последующих таблицах даны в мас. %.

более светлые (в BSE) однородные участки, обогащенные кальцием, магнием и железом (рис. 3а–3в) (генерация *Jd1* в табл. 1). Однако встречаются зерна и с обратной зональностью, где темные зерна жадеита имеют несколько более светлую кайму (рис. 3в). В составе агрегатов на непосредственном контакте с омфацитом жадеит также содержит повышенные содержания кальция, магния и железа (в среднем  $X_{Jd} / (X_{Jd} + X_{Quad}) = 0.85 \pm 0.02$ , генерация *Jd1* в табл. 1), в крупных идиоморфных зернах и в агрегатах вне зон контакта с омфацитом жадеит содержит меньше этих примесей – величина ( $X_{Jd} / (X_{Jd} + X_{Quad})$ ) составляет 0.90–1.00 (генерация *Jd2* в табл. 1). Алюминий в тетраэдрической координации и трехвалентное железо в составах жадеитов отсутствуют, соответственно, чермакитового и эгиринового компонентов в их составах нет.

Анальцит слагает ксеноморфные интерстиции размером 0.1–0.5 мм преимущественно между идиоморфными зернами жадеита (рис. 3а–3в), реже тонкие прожилковидные участки между зернами жадеита (рис. 3б, 3д). Редкие мелкие зерна анальцита отмечаются также в составе омфацит-жадеитовых агрегатов (рис. 3г). В поляризованном свете анальцит слабо анизотропный с невысоким двупреломлением (рис. 2г). Состав анальцита, измеренный в растре 15 мкм, близок к крайнему члену твердых растворов анальцита (обогащенному Na и Al) (Neuhoff et al., 2004), в котором величина  $x$

в формуле  $Na_xAl_xSi_{3-x}O_6 \times [(3-x)/2]H_2O$  составляет 1.17 (табл. 1). Такие составы характерны для наиболее высокотемпературных анальцитов (Liou, 1971).

Пектолит представлен редкими мелкими (преимущественно до 0.1 мм) длиннопризматическими зернами и их агрегатами, обычно в анальците (рис. 3а, 3б). Реже пектолит слагает ксеноморфные интерстиции между идиоморфными зернами



**Рис. 4.** Составы пироксенов. *Na-Omp* и *Ca-Omp* из жадеитита, остальные из включения в жадеитите. Составы жадеитов (не содержащих эгиринового компонента) не нанесены.

жадеита (рис. 3а) или присутствует в виде единичных мелких призматических включений в идиоморфных зернах жадеита и омфацит-жадеитовых агрегатах. Состав пектолита близок к стехиометрическому, примесей практически нет (табл. 1).

Акцессорная фаза, состав которой по стехиометрии близок к  $(\text{Ba}, \text{Na})_2\text{Ti}_2\text{Si}_3 \times x\text{H}_2\text{O}$  (табл. 1), представлена единичными мелкими (до 15–30 мкм) резко ксеноморфными изометричными зернами в жадеит-анальцимовой основной массе породы с прожилковидными апофизами между зернами жадеита (рис. 3е).

За исключением признаков резорбции в части зерен омфацита, явных реакционных взаимоотношений (кайм, симплектитов) между разными фазами в шлифе не обнаружено, что позволяет считать минеральную ассоциацию жадеитита (*Jd* + *Na-Omp* + *Anl* + *Pct*) близкой к равновесной и сформированной в узком диапазоне *P–T* параметров, однако резорбированные зерна Са-омфацита по особенностям структуры и состава неравновесны с жадеитом, что позволяет рассматривать их как реликтовые.

#### Включение в жадеитите (обр. EL8-78а)

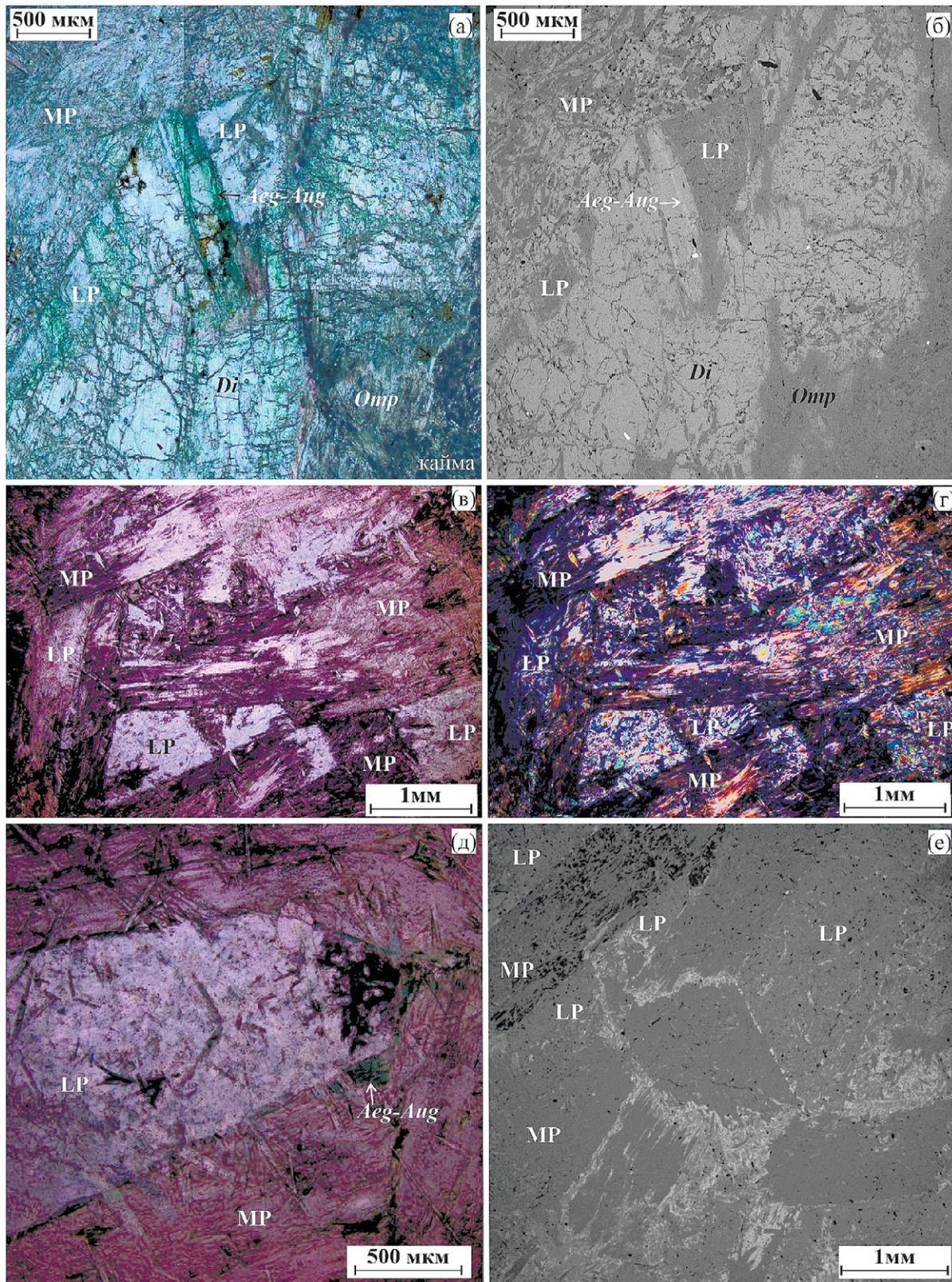
Детально исследованное наиболее крупное ( $2 \times 3$  см) включение в жадеитите имеет округлую форму и на контакте с жадеитом окружено светло-зеленоватой каймой варьирующей мощности (рис. 2а). Во внутренней части включения хорошо сохранилась реликтовая структура, различимая в проходящем свете (рис. 2а, 5в), поляризованном свете (рис. 2б, 5в, 5д) и на изображениях в рассеянных электронах (рис. 5е). Реликтовая структура – крупно-грубозернистая (1–4 мм), гипидиоморфная, реликтовая текстура – слабо директивная (по преобладающему удлинению таблитчатых первичных зерен). В скрещенных николях (рис. 5г) и на изображениях в рассеянных электронах (рис. 5е) видно, что крупные зерна первичных минералов в большей части включения полностью псевдоморфно замещены мелкозернистыми и мелкопластинчатыми минеральными агрегатами с гранобластовой структурой.

На небольшом участке включения в агрегатах таблитчатых идиоморфных зерен сохранились слабозамещенные реликты клинопироксена (диопсида) размером до 3 мм, определенно первичного минерала протолита включения (рис. 5а, 5б). Диопсид обнаруживает незначительные вариации состава и в среднем имеет магnezальность  $\text{Mg}\# 79.2$  при содержаниях (в мас. %): СаО 23.4,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  1.1,  $\text{Na}_2\text{O}$  0.9,  $\text{TiO}_2$  0.02,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0.04 (табл. 2). Эти особенности состава диопсида резко отличают его от магматических клинопироксенов.

Диопсид претерпевает как перекристаллизацию, так и замещение. При перекристаллизации в составе диопсида повышаются содержания натрия и железа, так что его состав изменяется до *Na*-диопсида и эгирин-авгита (табл. 2). При этом переход между этими составами иногда является постепенным, без фазовых границ, а иногда – довольно четким. Перекристаллизация диопсида и *Na*-диопсида до эгирин-авгита (имеющего ярко-зеленую окраску в проходящем свете и наиболее светлого на изображениях в рассеянных электронах) очень локальна и обычно происходит в краевых частях зерен (с формированием тонкой каймы) и лишь изредка – в центральных (рис. 5а, 5б). В отличие от диопсида, составы эгирин-авгитов сильно варьируют, перекрывая всю область составов от диопсида до эгирина (рис. 4).

В составе микро-мелкозернистой ассоциации минералов, слагающих псевдоморфозы по первичным минералам включения, установлены омфацит, Са-, *Na*-Са-, К-*Na* и *Na*-амфиболы, пектолит, флогопит, анальцим и акцессорные сульфиды и арсениды.

Составы амфиболов во включении разделяются на несколько дискретных кластеров, наиболее отчетливо (рис. 6) – по соотношению содержания Са и Al в структурной формуле в пересчете на 13 катионов (Leake et al., 1997). Выделяются группы кальциевых амфиболов со средним составом, соответствующим актинолиту (табл. 2) (единичные точки в кластере отвечают также *Na*-тремолиту и эдениту), высокоглиноземистых *Na*-Са амфиболов – магнезиокатофоритов, умеренно-глиноземистых *Na*-Са амфиболов со средним составом, отвечающим рихтериту (*Rct1*) (отдельные точки в кластере отвечают также магнезиокатофориту), низкоглиноземистых *Na*-Са амфиболов со средним составом, отвечающим рихтериту (*Rct2*) (единичные точки в кластере отвечают также экерманниту), *Na*-амфиболов со средним составом экерманнита (единичные точки в кластере отвечают также низкокальциевым рихтеритам), а также крайне низкоглиноземистых К-содержащих рихтеритов. В последних содержание К в структурной формуле варьирует преимущественно в пределах 0.29–0.44, что отвечает “potassian richterite” по классификации (Leake et al., 1997). Содержания фтора и хлора во всех амфиболах ниже предела обнаружения. Судя по петрографии включения, среди амфиболов резко доминируют рихтериты группы (генерации) *Rct2*, в меньшем количестве присутствуют магнезиокатофориты и К-рихтериты; другие группы амфиболов представлены незначительно. На изображениях в обратнорассеянных электронах зерна *Eck* и *Rct2* – наиболее темные, а зерна *Act*, *Mktp*, К-*Rct* и *Rct1* – более светлые и практически неразличимые друг от друга. Их можно различить и



**Рис. 5.** Реликтовая структура включения в жадеитите: (а, б) – крупные слабозамещенные реликты диопсида; (в–е) – “меланократовые” (MP) и “лейкократовые” (LP) псевдоморфозы. (а, в, д) – в проходящем свете, (г) – в поляризованном свете, (б, е) – в BSE.

Таблица 2. Составы минералов и валовый состав включения в жадеитите (обр. EL8-78а)

Компоненты	<i>Di</i>	<i>Na-Di</i>	<i>Aeg-Aug</i>	<i>Ca-Omp</i>	<i>Na-Omp</i>	<i>Act</i>	<i>Mktp</i>	<i>K-Rct</i>	<i>Eck</i>	<i>Rct1</i>	<i>Rct2</i>	<i>Phl</i>	<i>Pct</i>	<i>Anl</i>	Порода (EDS)
	25	5	44	51	31	17	18	14	12	12	68	5	23	3	
SiO <sub>2</sub>	53.28	52.58	53.13	55.10	55.90	55.18	49.47	56.33	56.87	53.45	55.58	42.21	53.60	45.69	56.64
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.11	0.37	0.25	0.59	0.04	0.23	0.01	0.19	0.09	0.27	0.01	0.01	0.02	0.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.09	1.11	2.38	8.92	11.28	1.55	8.01	0.21	1.05	3.66	2.54	10.47	0.05	25.46	5.84
FeO	6.42	7.49	11.34	4.52	3.74	4.16	6.16	5.48	6.18	5.48	3.81	6.11	0.43	0.14	4.47
MnO	0.20	0.18	0.12	0.11	0.10	0.19	0.13	0.18	0.10	0.14	0.24	0.00	0.27	0.00	0.14
MgO	13.71	13.43	9.58	8.99	7.59	20.59	17.65	20.04	19.46	18.91	20.23	23.17	0.25	0.00	14.87
CaO	23.37	20.68	15.00	12.84	10.47	11.69	7.33	5.66	3.20	5.98	4.33	2.06	32.15	0.04	9.23
Na <sub>2</sub> O	0.86	2.17	5.32	7.02	8.48	2.33	6.34	5.70	8.36	7.00	8.05	0.43	8.66	14.72	8.01
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.06	0.19	1.82	0.45	0.18	0.15	4.50	0.02	0.02	0.25
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.00	0.03	0.03	0.05	0.03	0.05	0.04	0.07	0.02	0.04	0.11	0.00	0.03	0.14
NiO	0.04	0.07	0.08	0.09	0.03	0.11	0.21	0.21	0.12	0.16	0.13	0.15	0.00	0.00	0.11
Сумма	99.04	97.83	97.36	97.91	98.23	95.93	95.78	95.68	96.05	95.06	95.36	89.23	95.45	86.12	100.00
Mg#	79.2	76.2	60.1	78.0	78.3	89.8	83.6	86.7	84.9	86.0	90.5	87.1			85.6

идентифицировать только на картах распределения элементов или непосредственным измерением состава.

Судя по облику в проходящем и поляризованном свете, в рассеянных электронах, а также по особенностям строения и минералогии псевдоморфоз, протолит включения представлял собой биминеральную породу. При этом псевдоморфозы по диопсиду (условно “меланократовые”), слагающие не менее 80% включения, и второму ассоциировавшему с ним первичному минералу протолита включения, реликтов которого не сохранилось (условно “лейкократовые”), надежно различаются как петрографически, так и по минеральному составу.

#### Замещение диопсида и “меланократовые” псевдоморфозы по нему

На начальной стадии замещения зерна диопсида замещаются прожилками омфацита, частично развивающимися вдоль границ первичных зерен диопсида (рис. 7б), при этом по диопсиду, Na-диопсиду и эгирин-авгиту развиваются мелкие (до 50 мкм) удлиненно-округлые зерна амфиболов (*Mktp*, *Eck* и, вероятно, также *Act* и *Rct1*), тонкие прожилки пектолита, редкие мелкие участки псевдоморфного омфацита, развивающегося вдоль

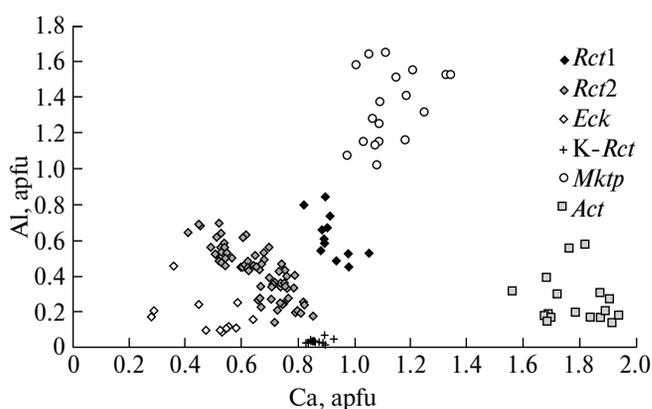
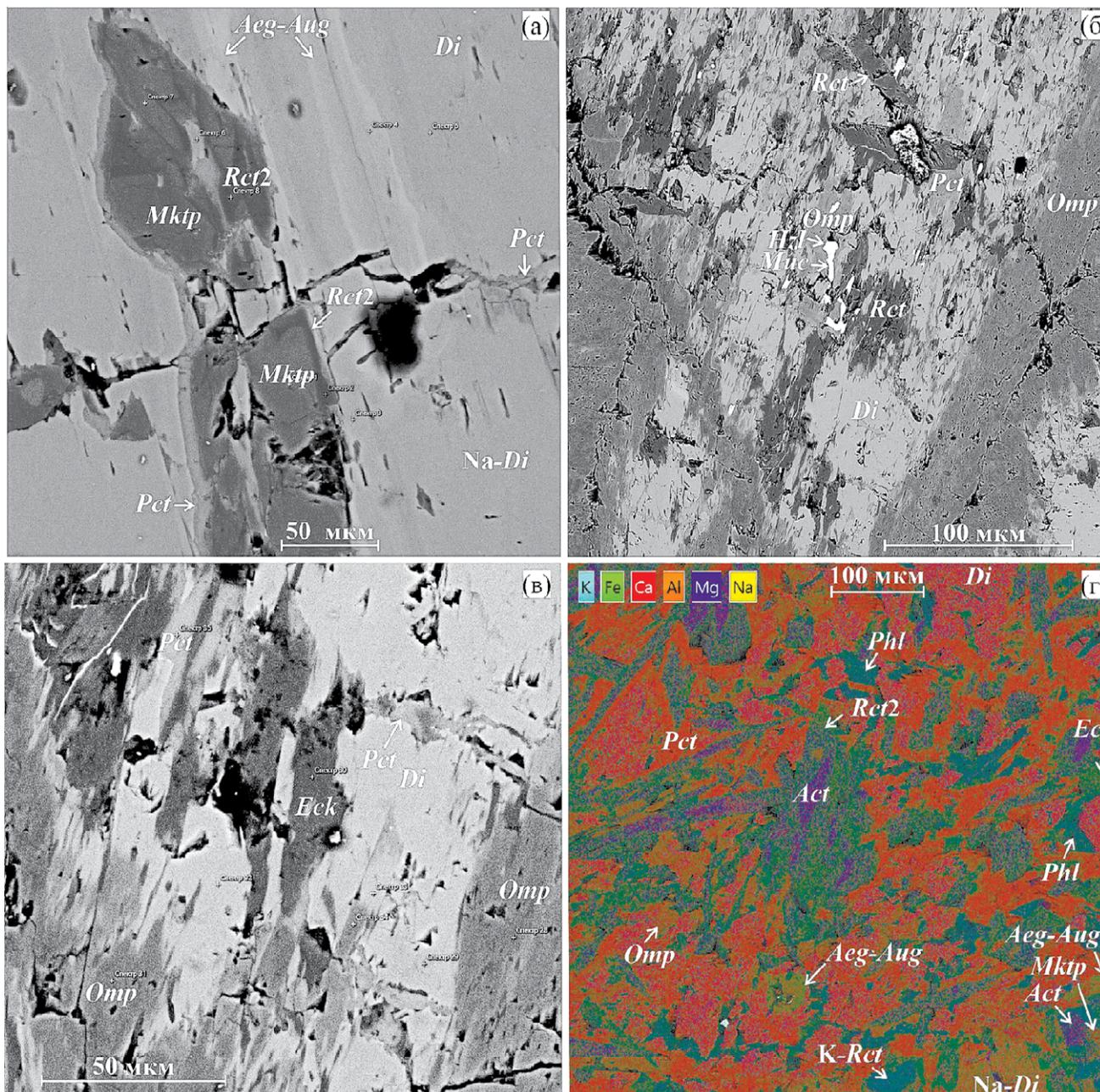


Рис. 6. Составы амфиболов из включения в жадеитите.

спайности диопсида (рис. 7а–7в), и мелкие ксеноморфные зерна и прожилки флогопита (рис. 7г). По мере замещения диопсида округло-удлиненные зерна амфиболов обрастают рихтеритом (*Rct2*), при этом часть зерен приобретает типичный для амфиболов длиннопризматический габитус с ромбическими сечениями (идиобласты) (рис. 7г).

При полном или почти полном замещении по зернам диопсида развиваются гомоосевые псевдоморфозы рихтерита (*Rct2*) и омфацита,

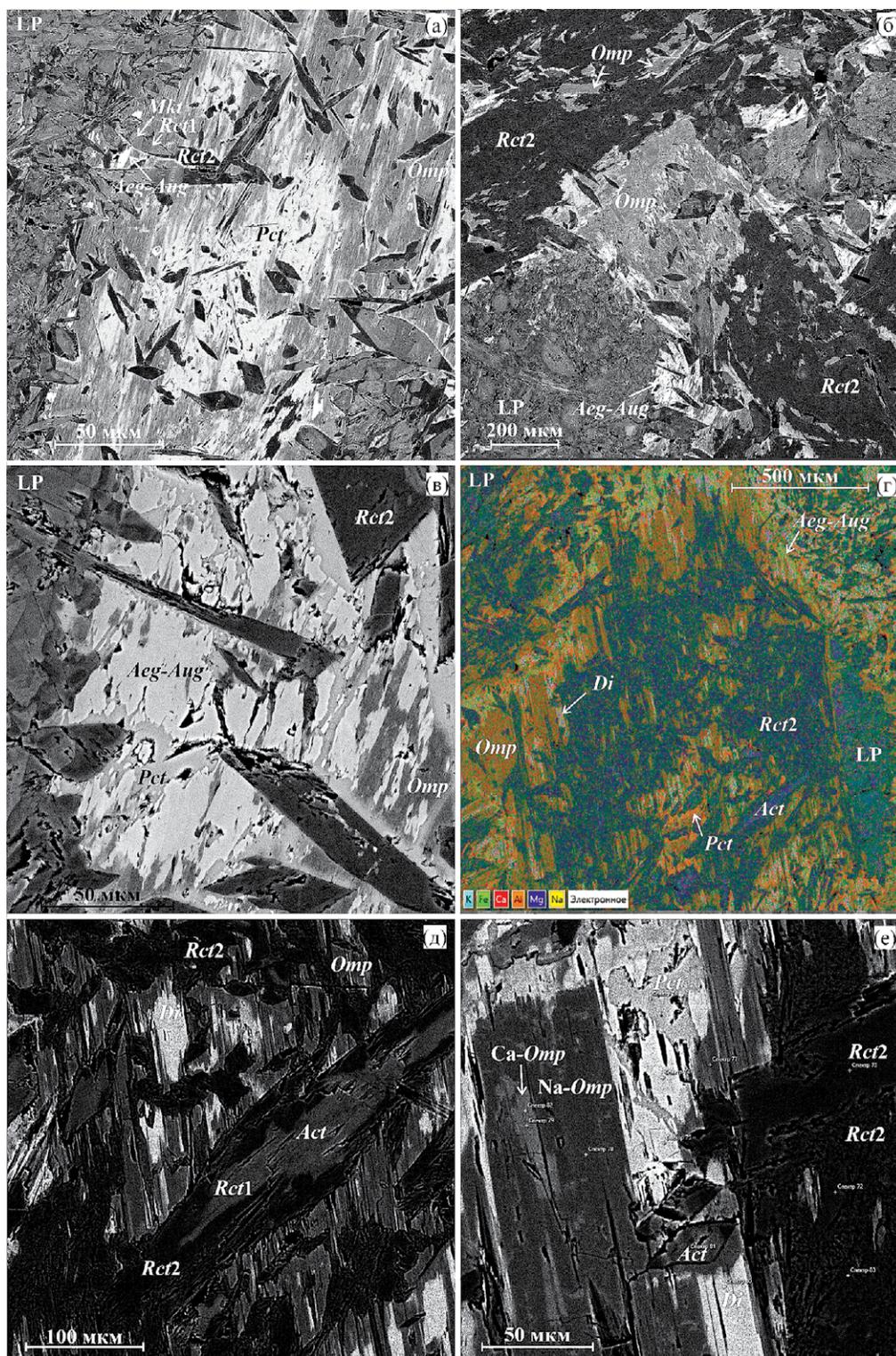


**Рис. 7.** Характер замещения диопсида и эгирина-авгита: (а) – развитие зерен магнезиокатофорита и прожилков пектолита по диопсиду и эгирина-авгиту; (б) – замещение диопсида омфацитом, пектолитом, экерманнитом, рихтеритом; (в) – фрагмент рис. 7б; (г) – замещение диопсида пектолитом, экерманнитом, рихтеритом, актинолитом, флогопитом, омфацитом. (а, б, в) – изображения в BSE, (г) – карта распределения элементов.

сохраняющие идиоморфный призматический габитус первичных зерен, с амфиболовыми идиобластами, часто зональными (рис. 8). При этом в некоторых псевдоморфозах в том или ином количестве присутствует также пектолит. Пектолит развивается по реликтам Na-диопсида в виде тонких прожилков, а при полном замещении диопсида – в виде участков неправильной формы, обычно в тесной ассоциации с омфацитом, а в некоторых псевдоморфозах –

вдоль контактов гомоосевого омфацита и идиобластов амфибола.

Соотношение количеств омфацита и Rct2 в псевдоморфозах сильно варьирует, так что на изображениях в обратнорассеянных электронах они довольно сильно различаются (рис. 8а, 8б), хотя в проходящем свете все они выглядят более темными (рис. 5а, 5в, 5д). Для всех этих псевдоморфоз характерны спайность и однородное погасание



**Рис. 8.** Строение “меланократовых” псевдоморфоз по диопсиду и эгирин-авгиту: (а) – пектолит-омфациит-амфиболовая псевдоморфоза с реликтами эгирин-авгита и амфиболовыми идиообластами, в левой части – “лейкократовая” псевдоморфоза; (б) – рихтеритовая (вверху) и омфациит-рихтеритовая (в центре) псевдоморфозы, слева внизу – “лейкократовая” псевдоморфоза; (в) – фрагмент рис. 8б, замещение эгирин-авгита пектолитом, омфациитом и рихтеритом; (г) – омфациит-рихтеритовая псевдоморфоза, справа – “лейкократовая” псевдоморфоза; (д) – фрагмент рис. 8г, реликты диопсида в омфациите и омфациита в рихтерите; актинолит и рихтерит *Rct1* в ядрах амфиболовых идиообластов; (е) – фрагмент рис. 8г, реликты диопсида и Са-омфациита в На-омфациите; (г) – карта распределения элементов; (а–в, д–е) – изображения в BSE.

в пределах псевдоморфозы или ее значительных областей.

Реликты диопсида (чаще Na-диопсида) в псевдоморфозах (рис. 8д, 8е) имеют корродированные границы и сохраняют общее первичное погасание. Эгирин-авгит, по-видимому, более устойчив при замещении, чем диопсид, и его мелкие (до 20 мкм, редко до 200 мкм) зерна или локальные каймы чаще сохраняются на краевых участках зерен псевдоморфоз в виде корродированных включений в омфациите или рихтерите (*Rct2*) (рис. 8а, 8б, 8г). Тем не менее эгирин-авгит замещается пектолитом и омфациитом и сечется идиообластами рихтерита, как и диопсид (рис. 8в).

При псевдоморфном замещении непосредственно по диопсиду развивается низконатровый омфациит *Ca-Omp* с  $X_{Jd}/(X_{Jd} + X_{Quad}) < 0.5$  (табл. 2), который, в свою очередь, замещается высоконатровым омфациитом *Na-Omp* (с  $X_{Jd}/(X_{Jd} + X_{Quad}) > 0.5$ ). Иногда участки *Ca-Omp*, непосредственно прилегающие к реликтам диопсида (или эгирин-авгита), имеют четкую границу с более удаленными от этих реликтов участками, сложенными высоконатровым омфациитом (рис. 9в), или участки *Ca-Omp* остаются в виде реликтов в *Na-Omp* (рис. 8е). Однако чаще в гомоосевых псевдоморфозах омфациита наблюдается переслаивание участков *Ca-Omp* и *Na-Omp* без четких границ между ними (рис. 8а). По соотношению содержаний жадеитового и эгиринового компонентов составы омфациитов из жадеитита и из включения в жадеитите почти полностью перекрываются (рис. 4), при этом омфацииты из включения отличаются в среднем повышенными содержаниями титана (табл. 2).

Структурные взаимоотношения омфациита и рихтерита в гомоосевых псевдоморфозах неоднозначны — чаще отмечаются корродированные реликты омфациита в рихтерите (рис. 8б, 8д), реже реликты рихтерита в омфациите (рис. 8б). Вдоль границ “меланократовых” рихтеритовых псевдоморфоз во включении местами развивается мелкозернистый агрегат омфациита и пектолита (рис. 5е).

Идиообласты амфибола в псевдоморфозах по диопсиду или однородные, сложенные рихтеритом *Rct2* (рис. 8), или обнаруживают зональное (рис. 8а, 9б) или концентрически-зональное строение с внешней каймой *Rct2*. При этом в центральных частях концентрически-зональных идиообластов присутствуют ядра или отдельные зоны состава магнезиокатофорита, рихтерита *Rct1*, экерманнита или высоконатрового актинолита (рис. 7г, 8, 9). По-видимому, амфиболовые идиообласты развиваются не только по диопсиду, но и по ранее замещившим диопсид гомоосевым псевдоморфным омфацииту и рихтериту.

В небольшой части псевдоморфоз по диопсиду наряду с вышеописанными минералами присутствует также анальцит, который слагает мелкие ксеноморфные и линейные интерстиции между зернами омфациита и рихтерита (рис. 9), а также, по-видимому, частично замещает эти минералы. Такие псевдоморфозы выглядят наиболее темными на изображениях в обратнорассеянных электронах (рис. 5е), а их особенностью является развитие омфациита не только в форме гомоосевых псевдоморфоз, но также и в виде длиннопризматических зерен (рис. 9а, 9в).

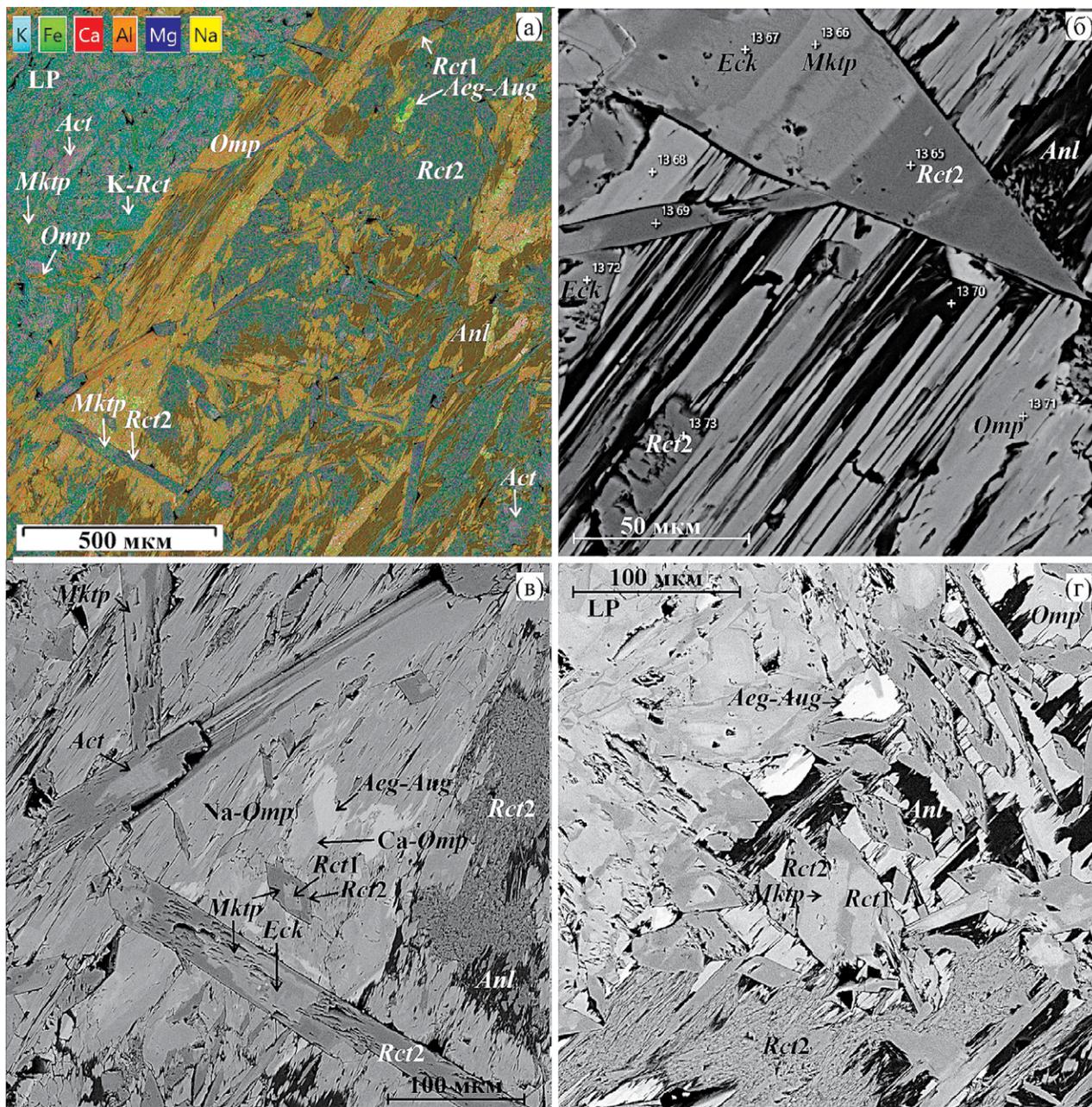
В омфациите “меланократовых” псевдоморфоз присутствуют единичные мелкие зерна сульфида и арсенида никеля — хизлевудита и маухерита (рис. 7б, 7в, табл. 3).

#### “Лейкократовые” псевдоморфозы

Псевдоморфозы, развивающиеся по ксеноморфным зернам второго минерала протолита (реликтов которого не сохранилось), — бесцветные или слабо окрашенные в проходящем свете (рис. 5а, 5в, 5д) (условно “лейкократовые”), негоммоосевые, без спайности. Преобладающая часть псевдоморфоз сложена микро-мелкозернистым (20–250 мкм) гранобластовым агрегатом разноориентированных изометричных, удлинено-округлых, изредка короткопризматических зерен амфиболов, часто зональных (рис. 5б, 5г, 5е, рис. 8а, 8б, 8г, 9а, 10а). Преобладающим минералом (обычно более 50%) в агрегате является К-рихтерит, слагающий наиболее крупные короткопризматические зерна. Меньшая часть изометричных зерен размером до 50 мкм представлена магнезиокатофоритом. Рихтерит в агрегате слагает краевые участки зерен К-рихтерита и отдельные зоны или участки в зернах магнезиокатофорита, а также единичные удлинено-изометричные зерна размером до 50 мкм (рис. 9а, 10а). Актинолит слагает единичные изометричные зерна с нечеткими или корродированными границами размером до 50 мкм в ядрах зерен Ca-Na амфиболов и обрастает или замещается ими. Изредка в псевдоморфозах отмечается пектолит, слагающий немногочисленные удлинено-ksenоморфные зерна по размеру до 100 мкм (рис. 10а, 10г).

Для “лейкократовых” псевдоморфоз характерно отсутствие в них идиообластов амфиболов. Однако отдельные зерна К-рихтерита и магнезиокатофорита на краях этих псевдоморфоз служат ядрами для идиообластов, растущих от границ псевдоморфоз по минералам псевдоморфоз по диопсиду (рис. 8а, 8в, 9а, 9б, 9г). Это свидетельствует о том, что “лейкократовые” псевдоморфозы формировались раньше “меланократовых”.

В псевдоморфозах, расположенных вблизи края включения, в их составе, наряду с К-Na-Ca



**Рис. 9.** Строение анализимсодержащих “меланократовых” псевдоморфоз по диопсиду: (а) – “меланократовая” псевдоморфоза (*Omp-Rct-Anl* с реликтами *Act* и *Aeg-Aug*), слева сверху – “лейкократовая” псевдоморфоза (*K-Rct, Mkt, Rct, Act*); (б) – фрагмент рис. 9а, зональные и незональные амфиболовые идиобласты в омфаците, частично вдоль спайности замещенном анализимом; (в) – фрагмент рис. 9а, гомоосевая псевдоморфоза *Na*-омфацита с реликтами эгирин-авгита и *Ca*-омфацита, гомоосевая рихтеритовая псевдоморфоза, зональные и незональные амфиболовые идиобласты, замещение псевдоморфных омфацита и рихтерита анализимом; (г) – зональные идиобласты амфиболов с *Mkt* и *Rct1* в ядрах; (а) – карта распределения элементов; (б-г) – изображения в BSE.

и *Na-Ca* амфиболами, присутствует и омфацит. В отличие от псевдоморфоз по диопсиду, здесь омфацит представлен отдельными зернами или агрегатом мелких изометричных зерен с зубчатыми границами, а часть зерен амфиболов, среди которых преобладает рихтерит, имеет длинно-призматический габитус (рис. 10б, 10в). В таких

псевдоморфозах иногда также отмечаются ксеноморфные интерстиции анализима и его тонкие (первые микрометры) секущие прожилки (рис. 10в). В единичных случаях прожилки анализима присутствуют и в “лейкократовых” псевдоморфозах без омфацита.

Таблица 3. Составы аксессуарных минералов

Компоненты	EL8-77	EL8-77	EL8-77	EL8-78a	EL8-78a
	<i>Hzi</i>	<i>Pn</i>	<i>Awr</i>	<i>Hzi</i>	<i>Muc</i>
	2	1	1	2	2
Si	0.13	0.12	0.15	0.14	0.18
S	27.32	33.39	0.16	28.01	0.00
Fe	1.57	33.19	24.69	0.73	0.82
Co	0.00	0.46	0.11	0.05	0.00
Ni	72.27	33.16	73.88	66.39	60.89
Cu	0.08	0.08	0.24	0.23	0.30
As	0.00	0.00	0.00	0.14	37.28
Se	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24
Sb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17
Сумма	101.24	100.42	99.24	95.67	99.87

## Строение контактовой зоны включения

На краю включения отмечается полная структурная переработка его субстрата – включение окаймляется мономинеральной зоной (рис. 11а, 11в, 11г), сложенной микрозернистым агрегатом изометричных зерен омфациита с зубчатыми границами, в которой местами сохраняются лишь единичные резорбированные зерна рихтерита (рис. 11в, 11г). Граница включения на контакте с омфациитовой каймой четкая, но неровная, с признаками резорбции включения, при этом в прилегающих к кайме областях включения отмечается интенсивное развитие омфациита в “лейкократовых” псевдоморфозах (рис. 11г). Местами эта внутренняя омфациитовая кайма сечется тонкими (первые микрометры) извилистыми прожилками анальцима, которые прослеживаются от контакта внутрь включения (рис. 11г).

Внутренняя кайма переходит во внешнюю, полиминеральную, которая представляет собой агрегат микрозернистых (до 50 мкм) изометричных зерен омфациита с зубчатыми границами, тонкими прожилками и интерстициями анальцима и мелкими выделениями жадеита (рис. 11в, 11г, 11е) и крупных (до 2 мм) длиннопризматических зерен омфациита со спайностью, удлинение большей части которых субпараллельно контакту включения (рис. 11а, 11б, 11г). В этих крупных зернах омфациита отмечаются отдельные участки замещения омфациита вдоль спайности жадеитом и анальцимом (рис. 11г–11е), и количество таких участков по мере удаления от контакта увеличивается. На большем удалении от контакта в составе этих длиннопризматических зерен жадеит уже преобладает над омфациитом, и они выглядят как удлиненные омфациит-жадеитовые агрегаты, а между

ними появляются участки, сложенные агрегатом более крупных идиоморфных зональных зерен жадеита с интерстициальным ксеноморфным анальцимом (рис. 11г), типичные для основной массы жадеитита.

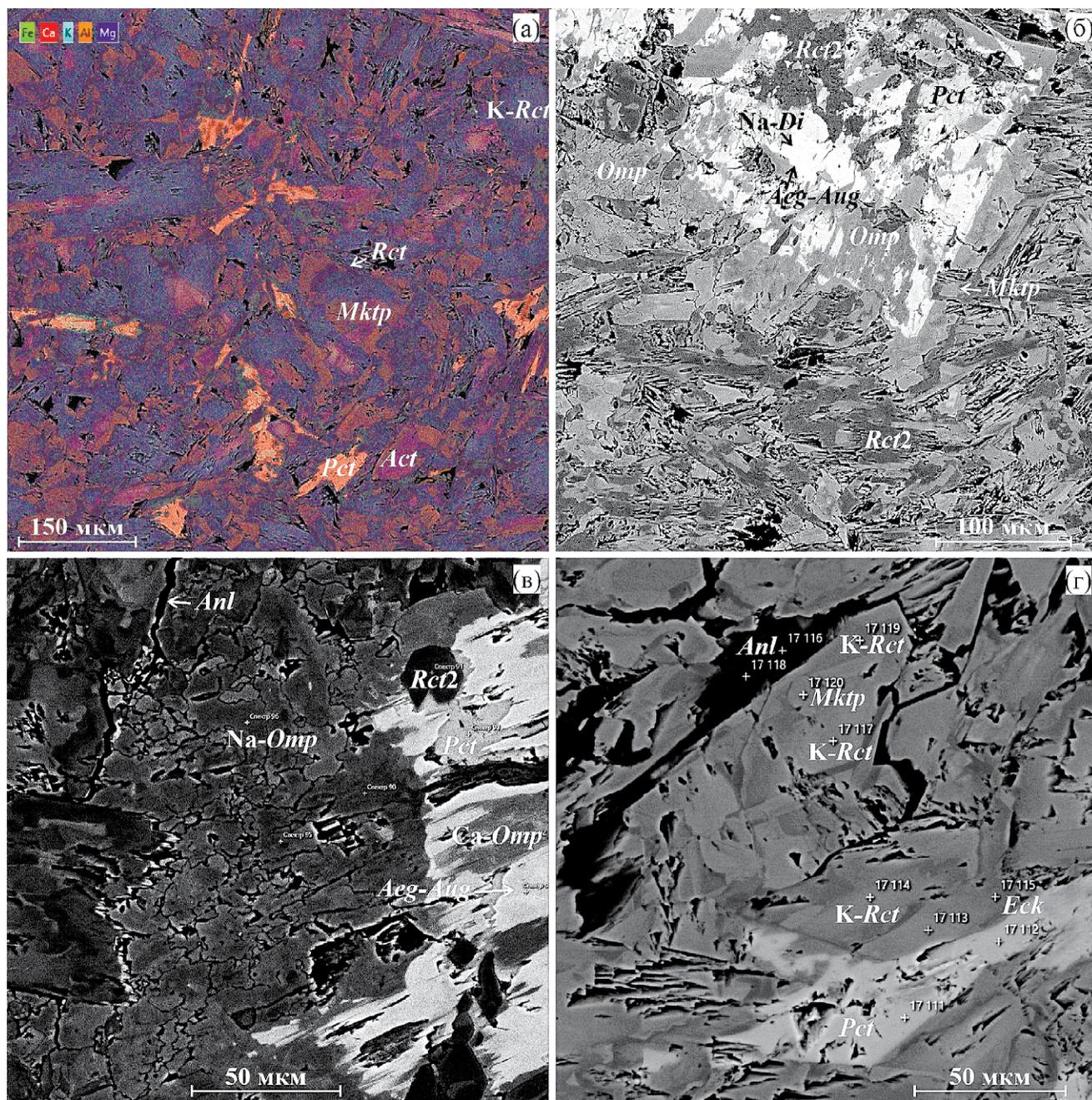
## Последовательность перекристаллизации первичных минералов во включении

Судя по структурным соотношениям, К-рихтерит, магнезиокатофорит, рихтерит генерации *Rct1* и актинолит (а также, возможно, экерманнит), слагающие преимущественно “лейкократовые” псевдоморфозы и ядра (включения) в амфиболовых идиобластах “меланократовых” псевдоморфоз, кристаллизовались раньше, чем рихтерит генерации *Rct2*, слагающий краевые части идиобластов (или идиобласты целиком), гомоосевые псевдоморфозы по диопсиду и каймы вокруг зерен других амфиболов в “лейкократовых” псевдоморфозах. При этом полное замещение ассоциировавшего с диопсидом первичного минерала протолита включения происходило еще до начала существенного замещения диопсида (рис. 5а, 5б). По-видимому, наиболее поздним кристаллизовавшимся минералом во включении является анальцим, но при этом он контактирует с рихтеритом генерации *Rct2*, омфациитом и пектолитом и лишь иногда обнаруживает реакционные взаимоотношения с этими минералами.

## Вмещающий металерцолит (обр. EL8-77)

Текстура металерцолита массивная, структура гранобластовая. Первичная структура породы грубозернистая, но структурные взаимоотношения между первичными минералами практически полностью затухеваны при их метаморфическом замещении (рис. 12а).

Изометрично-ксеноморфные зерна хромшпинелида размером до 2 мм полностью замещены хромистым магнетитом с пластинками хлорита, антигорита и многочисленными округлыми включениями высокохромистого феррит-хромита размером до 10 мкм и окружены мощными (1–2 мм) каймами хлорита (рис. 12а, 12б, 12д, 12е). Хромистый магнетит имеет однородный состав с содержанием  $Cr_2O_3$  около 3.8 мас. %, примеси других элементов незначительны. Феррит-хромит также однороден по составу и обнаруживает высокое содержание  $Cr_2O_3$  (56 мас. %) и повышенное содержание цинка при низких содержаниях  $Al_2O_3$  (1.9 мас. %) и магния (2.4 мас. % MgO) (табл. 4); величина  $Al/(Cr + Al + Fe^{3+})$  в феррит-хромите составляет 0.042, величина  $Cr/(Cr + Al + Fe^{3+}) = 0.833$ , величина  $Fe^{3+}/(Cr + Al + Fe^{3+}) = 0.125$ . Соотношение количества феррит-хромита и хлорита в псевдоморфозах по первичному хромшпинелиду (с резким

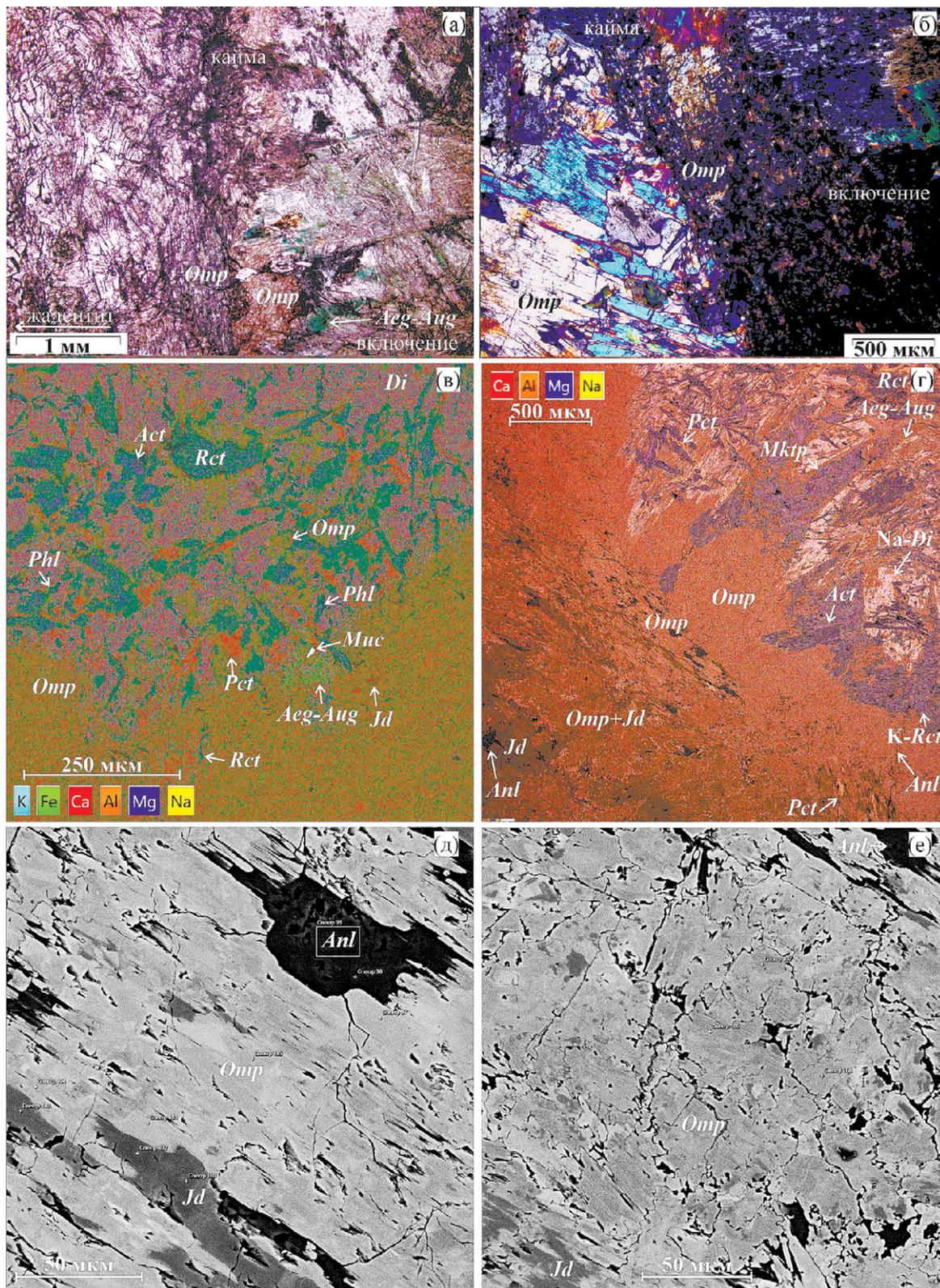


**Рис. 10.** Строение “лейкократовых” псевдоморфоз: (а) – амфиболовая псевдоморфоза с пектолитом; (б) – амфибол-омфацитовая псевдоморфоза; (в) – амфибол-омфацитовая псевдоморфоза с анальцитом; (г) – амфибол-пектолитовая псевдоморфоза с анальцитом; (а) – карта распределения элементов; (б–г) – изображения в BSE.

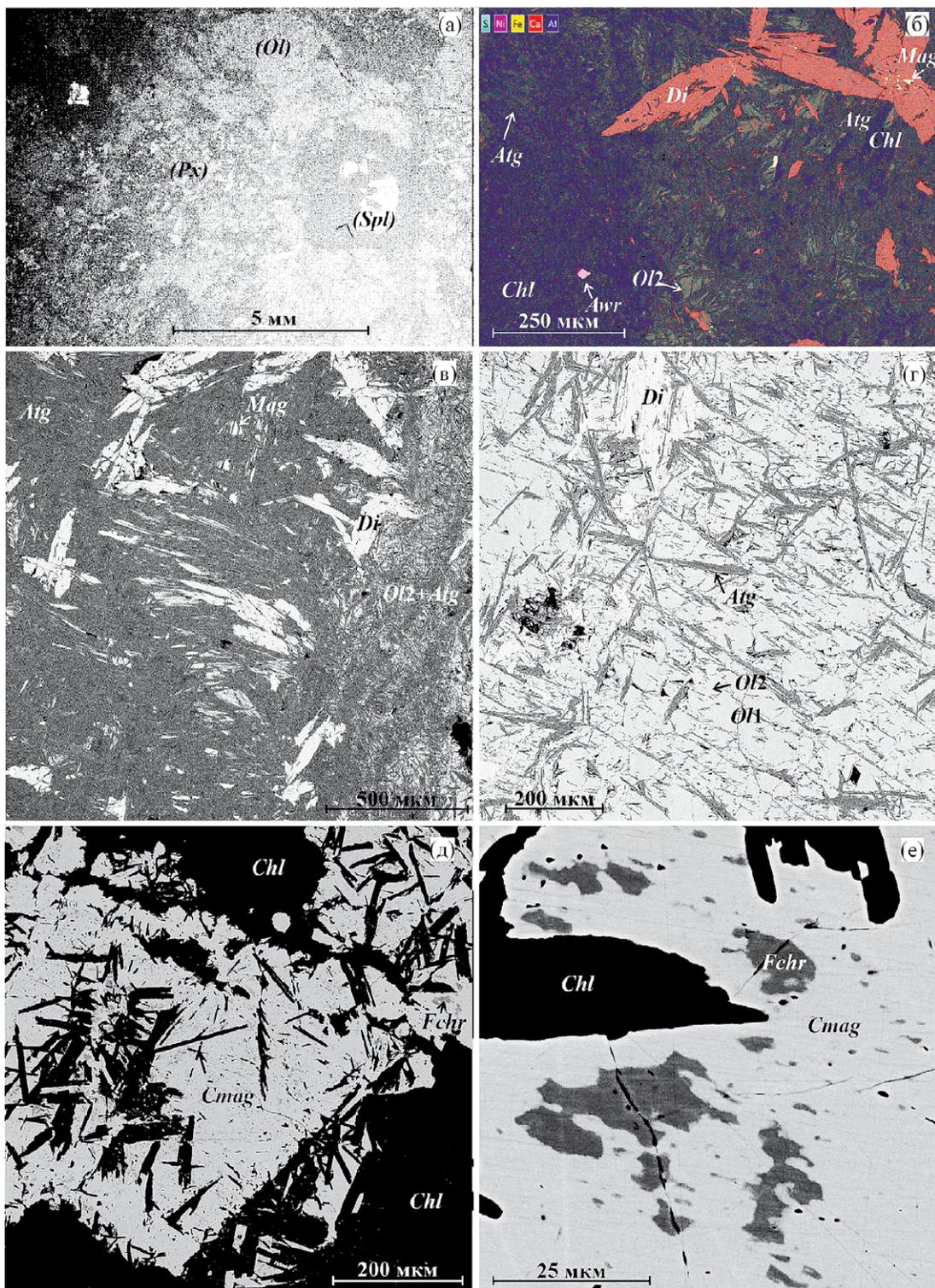
преобладанием хлорита) типично для замещения высокоглиноземистых первичных хромшпинелидов лерцолитов.

Зерна первичных пироксенов размером до 5 мм полностью замещены агрегатом пластинчатых антигорита, хлорита и призматических зерен метаморфического диопсида размером до 0.4 мм (рис. 12а). Псевдоморфозы по пироксенам не

выглядят бастиновыми – зерна вторичных минералов в них чаще разноориентированы, хотя иногда отмечается и субпараллельная их ориентировка в пределах псевдоморфозы или отдельных ее участков (рис. 12в). Зерен оливина в псевдоморфозах по пироксенам нет, при этом псевдоморфозы по клинопироксену и ортопироксену трудноразличимы (возможно, различаются лишь по количеству зерен диопсида в них).



**Рис. 11.** Строение области контакта включения с жадеитом: (а) – в проходящем свете; (б) – в поляризованном свете; (в, г) – на картах распределения элементов; (д) – фрагмент рис. 11г, замещение крупного призматического зерна омфациита во внешней кайме включения по спайности анальцитом и жадеитом; (е) – фрагмент рис. 11г, агрегат мелких изометричных зерен омфациита с анальцитовыми интерстициями и прожилками на участке внешней каймы включения между крупными призматическими зернами омфациита; (д, е) – изображения в BSE.



**Рис. 12.** Структура металерцолита (обр. EL8-77): (а) – частично перекристаллизованный и замещенный оливин, псевдоморфозы по пироксенам и хромшпинелидам; (б) – хлоритовая (с антигоритом) кайма вокруг замещенного хромшпинелида, идиобласты диопсида и реликты перекристаллизованного оливина в антигорите; (в) – диопсид-антигорит-хлоритовая псевдоморфоза по пироксену; (г) – замещение оливина антигоритом по спайности, реликтовые участки первичного оливина; (д) – псевдоморфоза Cr-магнетита с лейстами хлорита и антигорита по первичному хромшпинелиду; (е) – фрагмент рис. 12д, выделения феррит-хромита в хромистом магнетите; (б) – карта распределения элементов, (а, в–е) – изображения в BSE. Аббревиатуры минералов в скобках на рис. 12а – замещенные первичные минералы.

Таблица 4. Составы минералов металерцолита (обр. EL8-77)

Компоненты	<i>O11</i>	<i>O12</i>	<i>Di1</i>	<i>Di2</i>	<i>Chl</i>	<i>Atg1</i>	<i>Atg2</i>	<i>Atg3</i>	<i>Fchr</i>	<i>Cmag</i>	<i>Mag</i>
	8	8	2	5	7	2	8	3	5	6	1
SiO <sub>2</sub>	39.80	39.06	53.15	54.68	32.24	39.27	41.10	42.55	0.15	0.13	0.20
TiO <sub>2</sub>			0.06	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.58	0.30	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0.62	0.11	12.48	2.97	2.11	1.26	1.87	0.04	0.05
FeO	10.03	11.99	1.33	1.28	3.52	4.17	3.32	3.27	34.88	88.46	89.85
MnO	0.17	0.28	0.04	0.04	0.01	0.05	0.08	0.03	1.01	0.08	0.07
MgO	48.62	47.06	18.18	18.07	33.34	35.01	37.29	38.20	2.35	0.40	0.45
CaO	0.00	0.04	23.23	25.17	0.01	0.00	0.08	0.04			
Na <sub>2</sub> O			0.54	0.14	0.07	0.02	0.03	0.02			
K <sub>2</sub> O			0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0.18	0.09	2.64	2.30	0.63	0.09	55.87	3.78	0.68
NiO	0.37	0.37	0.03	0.02	0.17	0.16	0.14	0.13	0.06	0.43	0.22
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>									0.35	0.04	0.00
ZnO									1.18	0.00	0.00
Сумма	99.00	98.79	97.34	99.61	84.47	83.93	84.80	85.61	98.31	93.65	91.73
Mg#	89.6	87.5	96.1	96.2	94.4	93.7	95.2	95.4			

Зерна оливина размером 2–4 мм содержат многочисленные разноориентированные пластинки антигорита длиной до 0.2 мм при толщине до 20 мкм, редкие пластинки хлорита (неотличимого от антигорита ни в оптическом микроскопе, ни на изображениях в рассеянных электронах) и рассеянные зерна диопсида размером до 0.2 мм – призматические или неправильной формы (рис. 12б–12г). Часть пластинок антигорита развивается по определенному направлению в пределах зерна оливина, что создает впечатление спайности или отдельности (рис. 12г). В контакте с зернами диопсида, антигорита и хлорита оливин (*O12*) имеет довольно железистый состав (Mg# 87.5) и повышенное содержание MnO (0.28 мас. %), характерное для метаморфических оливинов (Nozaka, 2018), но при этом обнаруживает довольно высокое содержание NiO. Однако новообразованных идиоморфных зерен оливина не отмечается – самые мелкие зерна метаморфического оливина имеют форму ксеноморфных скринов между идиоморфными пластинками антигорита и хлорита (рис. 12б). Реликты более магнезиального оливина (*O11*), соответствующего по составу первичным оливинам мантийных шпинелевых лерцолитов (Mg# 89.6, NiO 0.37 мас. %, MnO 0.17 мас. %), сохранились лишь на отдельных участках зерен без включений антигорита и диопсида; эти участки выглядят более темными на изображениях в обратнорассеянных электронах (рис. 12г).

Диопсид имеет высокую магнезиальность (Mg# 96.1–96.2), высокое содержание CaO и низкие содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, типичные для метаморфических клинопироксенов из шпинелевых лерцолитов. В наиболее крупных зернах прослеживается слабая зональность с обеднением краевых частей (*Di2*, табл. 4) глиноземом, хромом и натрием.

Хлорит имеет довольно выдержанный состав с магнезиальностью Mg# 94.4, невысоким содержанием глинозема (12.5 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и умеренным содержанием хрома.

Антигорит имеет выдержанную магнезиальность (Mg# 94–95) и обнаруживает лишь некоторые вариации содержаний глинозема и хрома, которые наиболее высоки в пластинках антигорита в хромистом магнетите (*Atg1*), несколько ниже в антигорите из псевдоморфоз по пироксенам (*Atg2*) и наиболее низки в пластинках антигорита, развивающихся по оливину (*Atg3*).

В антигорите присутствуют редкие мелкие (до 100 мкм) зерна и агрегаты сульфидов неправильной формы. Агрегаты представляют собой срастания пентландита и хизлевудита (табл. 3), при этом в пентландите присутствуют обильные мелкие включения аваруита (*Awr*). Мелкие идиоморфные зерна аваруита отмечаются так же, как включения в хромистом магнетите и хлоритовых агрегатах вокруг замещенных хромшпинелидов (рис. 12б). В псевдоморфозах по пироксенам присутствуют

немногочисленные зерна магнетита, удлинённые или пластинчатые, размером преимущественно до 50 мкм (рис. 12в), имеющие более низкое содержание хрома, чем в хромистых магнетитах из псевдоморфоз по хромшпинелидам.

Талька, амфиболов, петельчатого серпентина (лизардита/хризотила) и брусита в образце не обнаружено, как и каких-либо секущих прожилков.

Судя по петрографии и минералогии, в метальцеолите развита близкая к равновесной минеральная ассоциация  $Ol + Atg + Di + Chl + Fchr + Mag/Cmag + Awr$ , характерная для диопсидовой зоны зональных метаморфических ореолов перидотитов (Khedr, Arai, 2010; Khedr et al., 2010) и соответствующая зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма (Liou et al., 2004). Соотношение магнезиальностей сосуществующих силикатов ( $Mg\#Di > Mg\#Atg \geq Mg\#Chl > Mg\#Ol$ ) соответствует обычному в метаперидотитах с данной минеральной ассоциацией (Trommsdorff, Evans, 1972; Trommsdorff et al., 1998). Единственным реликтовым первичным минералом является высокомагнезиальный оливин ( $Ol1$  в табл. 4). Явных признаков проявления нескольких стадий метаморфической перекристаллизации в породе не обнаруживается.

## ГЕОХИМИЯ

Состав жадеитита по содержаниям петрогенных элементов (табл. 1) близок к составу жадеита; модальный минеральный состав жадеитита, оцененный масс-балансовым расчетом по средним составам минералов и валовому составу породы, составляет (в мас. %):  $Jd$  80,  $Anl$  12,  $Omp$  8,  $Pct$  0.4,  $Ba$ - $Ti$ - $Si$  акцессорный минерал 0.02, что соответствует петрографическим наблюдениям.

Жадеитит обнаруживает обогащенный спектр РЗЭ ( $(La/Yb)_N$  5.9; здесь и ниже – нормализация на состав РМ (McDonough, Sun, 1995)), слегка U-образный в области средних–тяжелых РЗЭ ( $(Er/Lu)_N$  0.67), без явной европиевой аномалии ( $Eu/Eu^*$  0.9) при содержаниях средних и тяжелых РЗЭ ниже уровня РМ, а легких РЗЭ – немного выше этого уровня. При этом состав жадеитита на спайдер-диаграмме (рис. 13) характеризуется интенсивными положительными аномалиями  $Zr$ ,  $Hf$ ,  $Ba$ ,  $Th$  и  $U$ , более слабыми положительными аномалиями  $Pb$ ,  $Sr$  и  $Ti$  и слабой отрицательной аномалией  $Nb$ . Примечательно также высокое содержание  $Li$  (43 ppm) в жадеитите (табл. 5).

Состав включения в жадеитите ввиду его небольшого размера не может быть определен традиционными методами, и для его оценки был использован энергодисперсионный метод с последовательным сканированием отдельных участков

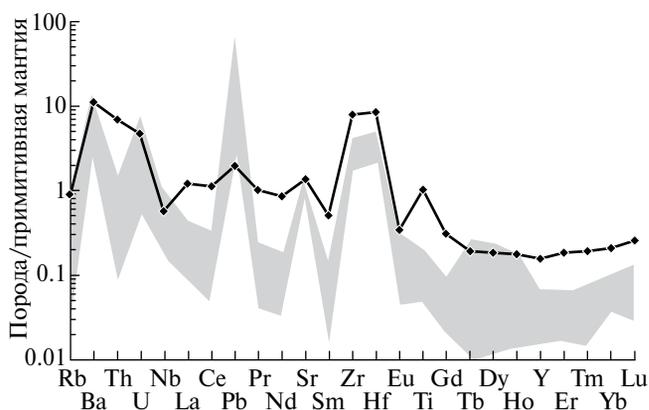


Рис. 13. Спектр содержаний редких элементов в жадеитите (обр. EL8-78), нормализованных на примитивную мантию (McDonough, Sun, 1995). Поле составов жадеититов из Мьянмы по данным (Shi et al., 2008).

включения и усреднением полученных составов сканированных областей. Для оценки возможных погрешностей аналогичным методом был оценен состав жадеитита и сопоставлен с его составом, измеренным методом XRF. Разница в содержаниях петрогенных элементов в жадеитите, оцененных разными методами (табл. 1), для большинства оксидов не превышает аналитической погрешности метода XRF, за исключением хрома. Последнее (завышенное содержание хрома в анализе энергодисперсионным методом) обусловлено присутствием остатков  $Cr_2O_3$  из полировочного материала в дефектах на поверхности сканированных участков. Таким образом, оценка валового состава включения (табл. 2) представляется достаточно достоверной (за исключением содержания хрома, которое, вероятно, завышено).

Модальный минеральный состав включения, оцененный масс-балансовым расчетом по средним составам минералов и валовому составу породы (табл. 2), составляет (в мас. %):  $Omp$  38,  $Rct$  41 (включая  $Rct1$ ,  $Rct2$  и  $Eck$ ),  $K-Rct$  7.5,  $Mktp$  7.6,  $Pct$  4.7,  $Anl$  1.5,  $Aeg-Aug$  0.5, прочие минералы – не более доли процента. С учетом того, что в отсканированную область включения частично попала омфацитовая кайма и не попал участок с многочисленными реликтами диопсида, оцененный модальный состав соответствует петрографическим наблюдениям и позволяет охарактеризовать включение как омфацитовый амфиболит.

Валовый состав амфиболита включения (табл. 2) обнаруживает противоречивые черты, не позволяющие соотнести его с составами магматических пород. Так, высокая магнезиальность ( $Mg\#$  85.6) не соотносится с крайне высоким содержанием натрия (8 мас. %  $Na_2O$ ) и повышенным содержанием калия (0.25 мас. %  $K_2O$ ), а высокое модальное

Таблица 5. Состав жадеитита

Компоненты	EL8-77	Компоненты	EL8-77
SiO <sub>2</sub>	56.94	Sr	27.0
TiO <sub>2</sub>	0.177	Y	0.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.35	Zr	81.7
FeO	1.32	Nb	0.377
MnO	0.019	Ba	72.4
MgO	1.60	La	0.776
CaO	2.61	Ce	1.849
Na <sub>2</sub> O	12.62	Pr	0.256
K <sub>2</sub> O	0.08	Nd	1.059
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.005	Sm	0.202
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.013	Eu	0.052
П.п.п.	0.99	Gd	0.167
Сумма	98.72	Tb	0.019
Li	43.3	Dy	0.125
Sc	5.4	Ho	0.026
Ti	1250	Er	0.080
V	25	Tm	0.013
Co	5.2	Yb	0.091
Ni	66	Lu	0.017
Cu	54.5	Hf	2.34
Zn	48.6	Pb	0.28
Rb	0.53	Th	0.55
		U	0.096

Примечание. Оксиды даны в мас. %, измерены методом XRF; редкие элементы – в г/т, определялись методом ICP-MS.

содержание клинопироксена в протолите не соотносится с довольно низким содержанием в нем титана (0.29 мас. % TiO<sub>2</sub>) и крайне низким содержанием хрома (измерено 0.14 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; более надежная оценка по масс-балансовым расчетам 0.04 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Относительно невысокое содержание кальция и высокое содержание натрия во включении свидетельствуют о том, что еще до начала кристаллизации жадеита протолит включения претерпел сильно неизохимичный метаморфизм (метасоматизм), проявленный, в частности, в очевидном привносе натрия и выносе кальция.

#### ПАРАМЕТРЫ МЕТАМОРФИЗМА

Температура формирования жадеититов, оцененная по составу жадеита, контактирующего с

омфацитом ( $Jd1$ ,  $X_{Jd}$  0.85 ± 0.02), и конфигурации жадеитовой ветви жадеит-омфацитовых сольвусов (Green et al., 2007), составляет 515°C по положению сольвуса в магнезиальной системе и 480°C – в железистой. Трехвалентного железа в составе жадеита нет, а его магнезиальность составляет 72, что позволяет оценить вероятную равновесную температуру как 500°C (с погрешностью ±30°C). При этой температуре жадеит и анальцит равновесны при 8.5 кбар (расчет для чистых миалов и чисто водного флюида по базе данных ThermoCalc 3.33 (Holland, Powell, 1998)). Эти параметры соответствуют полю стабильности ассоциации оливин + антигорит + диопсид во вмещающем металерцолите и согласуются с отсутствием в нем брусита (который при данном давлении воды должен кристаллизоваться при температуре ниже 475°C). Равновесный с жадеитом омфацит при данной температуре,

судя по конфигурации омфацитовой ветви сольвуса (Green et al., 2007), должен иметь состав Na-омфацита с  $X_{Jd}$  не ниже 0.55–0.58. Омфациты такого состава в изученном жадеитите присутствуют (рис. 4), однако большая часть омфацитов в жадеитите обнаруживает более низкие содержания жадеитового компонента и не является равновесной с жадеитом, что соответствует петрографическим наблюдениям.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Особенности жадеититов Эльденырского массива*

Нахождение жадеитита в виде жилы в оливин-антигортитовых породах не является необычным для известных местонахождений жадеититов (Harlow, Sorensen, 2005). Отмеченные выше черты геохимии жадеитита из Эльденырского массива типичны для жадеититов из других известных местонахождений (Sorensen et al., 2006; Morishita et al., 2007; Shi et al., 2008; сводка в работе (Harlow et al., 2015); Meng et al., 2016; Angiboust et al., 2021a), при этом положительные аномалии Zr и Hf приуси собственн жадеиту и омфациту (Morishita et al., 2007) и не связаны с аксессуарным цирконом. Ассоциация жадеита с омфацитом, анальцитом и пектолитом также описана в некоторых жадеититах (Harlow, Sorensen, 2005; Goto et al., 2017), как и присутствие аксессуарных фаз титана и бария (Harlow, 1994), хотя аксессуарная Ba-Ti-Si фаза (табл. 1), по-видимому, обнаружена в жадеититах впервые. Оцененные  $P$ – $T$  параметры формирования жадеитита Эльденырского массива находятся в пределах оценок, сделанных для жадеититов из других местонахождений (Tsuji-mori, Harlow, 2012).

К особенностям жадеититов Эльденырского массива можно отнести отсутствие обычных для жадеититов признаков деформаций (Angiboust et al., 2021b) и развития ретроградных минеральных ассоциаций как в жадеититах, так и в непосредственно вмещающих их ультрамафитах (Harlow, Sorensen, 2005). Эти особенности, по-видимому, обусловлены формированием жадеититов во внутренних частях крупной пластины ультрамафитов, не претерпевших заметных деформаций в ходе эксгумации.

Идиоморфизм зерен жадеита в основной массе жадеитита, концентрическая и местами осцилляторная зональность этих зерен свидетельствуют о непосредственной кристаллизации жадеита из флюида, как это предполагалось для преобладающей части известных жадеититов (Harlow et al., 2015 и ссылки в этой работе). Структурные соотношения минералов в жадеитите свидетельствуют о том, что совместно с жадеитом из флюида кристаллизовались также анальцит и пектолит.

Однако низконатровый состав ( $X_{Jd}/(X_{Jd} + X_{Quad}) < 0.5$ ) части зерен омфацита в омфацит-жадеитовых агрегатах жадеитита, исключая их равновесность с жадеитом, не позволяет предполагать для них непосредственную кристаллизацию из флюида совместно с жадеитом. Резорбированные границы зерен низконатровых омфацитов свидетельствуют об их растворении, тогда как идиоморфный габитус немногочисленных укрупненных зерен высоконатровых омфацитов и наличие включений жадеита в них указывают на то, что растворение низконатровых омфацитов сопровождалось их частичной перекристаллизацией до равновесных с жадеитом составов. Действительно, для омфацитов, кристаллизовавшихся непосредственно из флюида совместно с жадеитом и анальцитом, характерна совершенно иная структура – длиннопризматический габитус зерен и их идиоморфизм относительно анальцита, а также состав, близкий к стехиометрическому с  $X_{Jd}/(X_{Jd} + X_{Quad}) = 0.5$  (Wen et al., 2023). Таким образом, омфацит-жадеитовые агрегаты в жадеититах Эльденырского массива могут рассматриваться как наиболее перекристаллизованные реликты субстрата, в ходе растворения и перекристаллизации которого и формировались жадеититы.

Прояснить детали механизма формирования жадеититов позволяет присутствие в них включений с реликтовой структурой и специфической минералогией, что представляется основной особенностью изученных жадеититов.

### *Петрогенезис жадеитита*

Описанные выше структурные и минералогические особенности позволяют рассматривать изученные включения в жадеитите как метасоматизированные и недорастворенные реликты субстрата, за счет перекристаллизации и растворения которого отчасти и образовывались жадеититы. Высокое модалное содержание клинопироксена в протолите включения, его реликтовая гипидиоморфная грубозернистая структура (определенно не габбровая, учитывая идиоморфизм зерен клинопироксена) и немагматический состав клинопироксена позволяют предполагать, что протолит представлял собой высокотемпературный гидротермальный диопсидит, похожий на диопсидиты, слагающие жильные тела в мантийных перидотитах офиолитов Омана (Python et al., 2007). В этих диопсидитах с диопсидом, имеющим состав, близкий к составу диопсидов изученного включения, ассоциируют анортитовый плагиоклаз, высокомагнетический оливин (Python et al., 2007) и гроссуляр (Akizawa, Arai, 2014), и каждый из этих минералов потенциально может быть тем, по которому развивались “лейкократовые” псевдоморфозы. Однако породы данного типа изучены довольно слабо, и не

исключено, что в изученных включениях протолита с диопсидом ассоциировал другой первичный минерал, может быть, эденит-паргаситовая роговая обманка немагматического происхождения, крупные зерна которой были описаны в некоторых жадеититах и интерпретированы как реликты их протолита (Kunugiza et al., 2017; Angiboust et al., 2021a).

Процесс перекристаллизации протолита определенно протекал в несколько стадий. На самой ранней стадии происходила частичная перекристаллизация диопсида до Na-диопсида и эгирин-авгита.

На следующей стадии (или стадиях) происходило псевдоморфное замещение грубозернистого диопсида/эгирин-авгита и ассоциировавшего с ними минерала микро- и мелкозернистым агрегатом Ca-, Na-Ca и K-Na-Ca амфиболов, омфацита, пектолита, на отдельных участках также флогопита. В структурном плане к этой стадии перекристаллизации протолита наиболее близко псевдоморфное замещение крупных зерен роговой обманки мелкозернистым агрегатом омфацита и диопсида, описанное в жадеитите из района Итоигава-Оми в Японии (Kunugiza et al., 2017), хотя амфиболы и пектолит в псевдоморфном агрегате отсутствуют.

Развивавшаяся на этой стадии амфиболсодержащая минеральная ассоциация близка к описанной в специфических породах, ассоциирующих с жадеититами из Мьянмы и на 70% сложенных Ca-Na и Na амфиболами (Shi et al., 2003). Эти породы, представляющие собой роговикоподобные бесплагиоказовые амфиболиты и названные амфиболовыми фельсами, были изначально интерпретированы как продукт метаморфических и метасоматических реакций между жадеититами и перидотитами (Shi et al., 2003), а позднее — как метасоматизированные реликты протолита жадеититов (Angiboust et al., 2021b). Похожие породы, названные авторами темными гранофельсами, описаны в жадеититах массива Сыум-Кей на Полярном Урале (Angiboust et al., 2021a). Хотя уместность использования терминов “фельс” и “гранофельс” для этих пород вызывает определенные сомнения, мы используем их так, как это делают авторы цитируемых работ. Эти породы обнаруживают несколько черт, проявленных и в изученных нами породах. Во-первых, они присутствуют внутри жадеититов как фрагменты с четкими границами. Во-вторых, в составе амфиболовых фельсов и темных гранофельсов присутствуют многочисленные дискретные по составам генерации Na- и Ca-Na амфиболов, как и в изученных нами включениях. Наконец, характерной чертой этих пород является развитие зональных идиоморфных порфиробластов амфибола (с более глиноземистыми и кальциевыми амфиболами в ядре и с менее глиноземистыми и кальциевыми —

в краевой части) в матриксе амфибола, имеющего тот же состав, что и в краевых зернах порфиробластов. Основное отличие от изученных нами включений — отсутствие реликтовой структуры в фельсах и отсутствие в них реликтов диопсида и эгирин-авгита. Кроме того, амфиболы в фельсах из Мьянмы и Полярного Урала в целом имеют более натровый состав и ассоциируют с жадеитом, а не с омфацитом. Вероятно, эти различия обусловлены разной интенсивностью и разными  $P-T$  параметрами перекристаллизации протолита. Тем не менее процессы формирования метасоматических минеральных ассоциаций с Na- и Ca-Na амфиболами в фельсах из Мьянмы и Полярного Урала и в изученных нами включениях представляются в принципе сходными.

На следующей стадии происходило растворение амфиболов и пектолита, формирование мономинерального мелкозернистого омфацитового агрегата (внутренняя кайма включений) и его перекристаллизация в крупные длиннопризматические зерна омфацита, субпараллельные контакту включения (наружная кайма). Аналогичная мономинеральная кайма мелкозернистого омфацита на контакте включения с основной массой жадеитита (жадеит-альбитовой) отмечалась и в жадеититах из Итоигава-Оми (Kunugiza et al., 2017). Хотя в составе серпентинитового меланжа с блоками жадеититов в Мьянме также описаны глыбы мономинеральных мелкозернистых омфацититов, однако их контактов с амфиболовыми фельсами и жадеититами не наблюдалось (Shi et al., 2012).

На следующей стадии происходила резорбция крупных призматических зерен омфацита и частично замещение омфацита жадеитом, частично перекристаллизация низконатрового омфацита до высоконатрового, равновесного с жадеитом, с формированием мелкозернистых омфацит-жадеитовых агрегатов. Аналогичные мелкозернистые омфацит-жадеитовые агрегаты в жадеит-альбитовой матрице, которые иногда сохраняют призматический габитус и обнаруживают однородное погасание, присутствуют и в жадеититах из Итоигава-Оми (Kunugiza et al., 2017). Замещение омфацита жадеитом отмечалось и в омфацититах из Мьянмы (Shi et al., 2012). Мелкозернистые омфацит-жадеитовые агрегаты с ксеноморфным габитусом зерен и нечеткими границами в основной массе более крупных (0.25–0.5 мм) идиоморфных зерен жадеита, похожие на присутствующие в жадеитите Эльденьрского массива, были описаны также в жадеититах Кубы (Garcia-Casco et al., 2008). Однако авторы интерпретировали эти агрегаты как более поздние, развивающиеся по идиоморфному жадеиту.

На финальной стадии (возможно, одновременно с предыдущей стадией) происходила

непосредственная кристаллизация из флюида жадеита (идиоморфные концентрически-зональные зерна) и ассоциирующих с ним анальцима, пектолита и Ва-Ti-Si акцессорного минерала.

Таким образом, в качестве перекристаллизованных реликтов протолита в жадеититах может рассматриваться высококальциевый неравновесный с жадеитом омфацил, в том числе и присутствующий в составе микрозернистых омфацил-жадеитовых агрегатов, а не только циркон (или отдельные его генерации), ильменит и хромит, как это принято полагать (Shi et al., 2012).

Проведенное исследование жадеитита Эльденырского массива свидетельствует о том, что механизмы метасоматического замещения и непосредственной кристаллизации из флюида, предполагавшиеся для формирования жадеититов, не являются альтернативными (Harlow, 1994; Tsujimori, Harlow, 2012), а скорее функционируют совместно (Angiboust et al., 2021a).

#### *Возраст и обстановка формирования жадеититов*

Формирование жадеититов и вмещающих их металерцолитов в Эльденырском массиве может быть связано с ранне-среднетриасовым этапом высокобарического метаморфизма, установленным в пределах Усть-Бельского массива, где он проявлен в развитии гранатовых амфиболитов по дайкам микрогаббро, пород с альбит-цоизит-парагонит-паргаситовым парагенезисом по жильным диоритам и ассоциации оливин-антигорит-диопсид во вмещающих перидотитах (Ledneva et al., 2019). Этот этап метаморфизма связывается с субдукцией, в ходе которой, по-видимому, происходило затягивание блоков пород древних (неопротерозойских или позднепротерозойских–кембрийских) ультрамафит-мафитовых комплексов, интродуцированных более молодыми дайками, в зону субдукции (Ledneva et al., 2019). Хотя параметры метаморфизма, оцененные для гранатовых амфиболитов Усть-Бельского массива ( $580 \pm 33^\circ\text{C}$ ,  $13.8 \pm 1.7$  кбар), заметно выше оцененных для жадеититов Эльденырского массива, тем не менее и те, и другие соответствуют метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации (Liou et al., 2004) и режиму “теплой” субдукции, отмечаемому для формирования части известных жадеититов (Tsujimori, Harlow, 2012; Angiboust et al., 2021a).

Интерпретация лерцолитов Эльденырского массива как пород субконтинентальной литосферной мантии (Базылев и др., 2010) позволяет предполагать, что на стадии формирования в них жадеититов они являлись частью мантийного клина над зоной субдукции. Хотя на отдельных участках в Усть-Бельском массиве также присутствуют фертильные шпинелевые лерцолиты, соответствующие

перидотитам субконтинентальной литосферной мантии (Базылев и др., 2009; Паланджян, 2010), вмещающими породами для гранатовых амфиболитов в Усть-Бельском массиве являются метгарцбургиты, рассматриваемые как аналоги абиссальных перидотитов (Паланджян, 2010) или надсубдукционных перидотитов литосферы задуговых бассейнов (Базылев и др., 2009). При этом, в отличие от жадеититов, формирование гранатовых амфиболитов происходило в ходе изохимичного метаморфизма (Ledneva et al., 2019). Таким образом, образование жадеититов в фертильных лерцолитах и гранатовых амфиболитов в гарцбургитах, хотя и было обусловлено единым процессом надсубдукционного метаморфизма/метасоматизма, происходило на разных уровнях глубинности и, по-видимому, в разных частях зоны субдукции.

Интерпретация Усть-Бельского террейна как меланжа зоны субдукции, активной в ранне-среднетриасовое время, претерпевшего наложенную тектонизацию в ходе эксгумации в мелу, позволяет объяснить присутствие в составе террейна мантийных и коровых пород, сформированных в разных обстановках и, вероятно, разновозрастных. К их числу относятся фертильные шпинелевые лерцолиты (породы субконтинентальной литосферной мантии), претерпевшие метаморфизм повышенного давления/низкой температуры, лерцолиты и гарцбургиты океанического/задугового типа, также претерпевшие подобный метаморфизм, и мантийно-коровые комплексы задугового/островодужного типа, не испытывавшие такого метаморфизма.

## ВЫВОДЫ

Жадеититы, слагающие жилу в металерцолитах Эльденырского массива в составе Усть-Бельского террейна Западно-Корякской складчатой области, сложены ассоциацией жадеита, омфацила, анальцима, пектолита и Ва-Ti-Si акцессорного минерала. Во вмещающих металерцолитах развита ассоциация оливина, антигорита, диопсида, хлорита, феррит-хромита, хромистого магнетита и акцессорных аваруита, хизлевудита и пентландита.

В жадеититах присутствуют включения с реликтовой грубозернистой структурой, рассматриваемые как реликты метасоматизированного протолита жадеититов. Этим протолитом, по-видимому, являлись высокотемпературные гидротермальные диопсидиты. Во включениях проявлена локальная перекристаллизация диопсида до эгирин-авгита и псевдоморфное развитие по диопсиду/эгирин-авгиту и ассоциировавшему с ним неустановленному минералу микро-мелкозернистого агрегата актинолита, магнезиокатофорита, К-рихтерита, рихтерита нескольких генераций, экерманнита, омфацила,

пектолита, анальцима, флогопита и аксессуарных маухерита и хизлевудита.

Преобразование протолита еще до начала кристаллизации жадеита протекало в несколько стадий, включая метасоматическую перекристаллизацию и полную структурную переработку. На последней стадии переработки протолита кристаллизация идиоморфного зонального жадеита с анальцимом и пектолитом из флюида сопровождалась перекристаллизацией и растворением последних реликтов протолита, представленных высококальциевым омфацитом в микрозернистых омфацит-жадеитовых агрегатах жадеитита.

Формирование жадеититов и сопутствующий метаморфизм лерцолитов Эльденьрского массива с развитием оливин-диопсид-антигоритовой ассоциации протекали при 500°C и 8.5 кбар, что отвечает параметрам метаморфизма высокого давления—низкой температуры, характерным для метаморфизма перидотитов мантийного клина в режиме “теплой” субдукции. Этот же режим метаморфизма был установлен ранее в пределах Усть-Бельского террейна для отдельных пород из Усть-Бельского массива, а возраст метаморфизма этих пород определен как ранне-среднетриасовый. Таким образом, находка жадеититов является еще одним аргументом, позволяющим рассматривать Усть-Бельский террейн как меланж зоны субдукции, активной в ранне-среднетриасовое время, претерпевший дополнительную тектонизацию при его последующей эксгумации.

*Благодарности.* Авторы благодарны Н.Н. Кононковой (ГЕОХИ РАН) и Д.В. Кузьмину (ИГМ СО РАН) за помощь в микрозондовых определениях составов минералов, К.А. Лоренцу (ГЕОХИ РАН) за помощь при проведении электронно-микроскопических исследований, Т.Г. Кузьминой и Т.В. Ромашовой (ГЕОХИ РАН) за выполнение рентгенофлуоресцентного анализа жадеитита и Я.В. Бычковой (МГУ им. М.В. Ломоносова) за выполнение ICP-MS анализа жадеитита. Авторы признательны С.А. Силантьеву (ГЕОХИ РАН) и М.А. Горновой (ИГХ СО РАН) за замечания, позволившие улучшить текст статьи.

*Источники финансирования.* Работа выполнена в рамках государственного задания Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН; участие в исследовании Г.В. Ледневой обеспечивалось бюджетным финансированием по теме государственного задания Геологического института РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Александров А.А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 122 с.

*Базылев Б.А., Леднева Г.В., Кононкова Н.Н. и др.* Типизация перидотитов Усть-Бельского ультрамафит-мафитового массива (Чукотка) по составам минералов: предварительные результаты // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы 3-й Международной конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 73–76.

*Базылев Б.А., Леднева Г.В., Кононкова Н.Н.* Минералогическая типизация и геодинамическая обстановка формирования перидотитов массива Эльденьр (Чукотка) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тез. докл. XI Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. Т. 1. С. 72–73.

*Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А.* Петрология и платиноносность лерцолитовых массивов Корякского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 93 с.

*Киевленко Е.Я.* Геология самоцветов. М.: Земля: ЭКОСТ, 2001. 579 с.

*Леднева Г.В., Базылев Б.А., Лебедев В.В. и др.* U-Pb возраст цирконов из габброидов Усть-Бельского мафит-ультрамафитового массива (Чукотка) и его интерпретация // Геохимия. 2012. Т. 50. № 1. С. 44–53.

*Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А.* Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья / Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 30–70.

*Некрасов Г.Е., Заборская Н.Б., Ляпунов С.М.* Допозднепалеозойские офиолиты запада Корякского нагорья – фрагменты океанического плато // Геотектоника. 2001. № 2. С. 41–63.

*Паланджян С.А.* Лерцолитовые массивы офиолитов Анадырско-Корякского региона: геологическое строение и состав пород как показатели обстановок формирования // Литосфера. 2010. № 5. С. 3–19.

*Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др.* Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.

*Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника: понятная база, проблемы и перспективы / Под ред. Д.В. Рундквиста. Проблемы глобальной геодинамики. Материалы теоретического семинара ОГГГГН РАН 2000–2001. Вып. 2. М.: РАН, 2003. С. 32–56.

- Angiboust S., Glodny J., Cambeses A. et al.* Drainage of subduction interface fluids into the forearc mantle evidenced by a pristine jadeitite network (Polar Urals) // *J. Metamorph. Geol.* 2021a. V. 39. P. 473–500.
- Angiboust S., Munoz-Montecinos J., Cambeses A. et al.* Jolts in the Jade factory: A route for subduction fluids and their implications for mantle wedge seismicity // *Earth-Sci. Rev.* 2021b. V. 220. 103720.
- Akizawa N., Arai S.* Petrology of mantle diopside from Wadi Fizh, northern Oman ophiolite: Cr and REE mobility by hydrothermal solution // *Isl. Arc.* 2014. V. 23. No 4. P. 312–323.
- Bazylev B.A., Popević A., Karamata S. et al.* Mantle peridotites from the Dinaridic ophiolite belt and the Vardar zone western belt, central Balkan: a petrological comparison // *Lithos.* 2009. V. 108. No 1–4. P. 37–71.
- Goto A., Kunugiza K., Miyajima H.* Phase relation in the  $\text{NaAlSiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  system for the hydrothermal precipitation of jadeite, albite, natrolite, and analcime in jadeitite of the Itoigawa-Omi area, Japan // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2017. V. 112. P. 271–280.
- Green E., Holland T., Powell R.* An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-acmite, with applications to eclogitic rocks // *Amer. Mineral.* 2007. V. 92. P. 1181–1189.
- Harlow G.E.* Jadeitites, albitites and related rocks from the Motagua fault zone, Guatemala // *J. Metamorph. Geol.* 1994. V. 12. P. 49–68.
- Harlow G.E., Sorensen S.S.* Jade (nephrite and jadeitite) and serpentinite: metasomatic connections // *Int. Geol. Rev.* 2005. V. 47. P. 113–146.
- Harlow G.E., Tsujimori T., Sorensen S.S.* Jadeitites and plate tectonics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2015. V. 43. P. 105–138.
- Hertvig A., Maresh W.V., Schertl H.-P.* Jadeitite and related rocks in serpentinite mélanges from the Rio San Juan Complex, Dominican Republic: evidence for both isochemical replacement and metasomatic desilication of igneous protoliths with fluid-assisted jadeite growth // *Russian Geology and Geophysics.* 2021. V. 62. No 5. C. 496–524.
- Holland T.J.B., Powell R.* An internally-consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metam. Geol.* 1998. V. 16. P. 309–343.
- Jarosewich E.J., Nelen J.A., Norberg J.A.* Reference samples for electron microprobe analysis // *Geostandards Newsletter.* 1980. V. 4. P. 43–47.
- Khedr M.Z., Arai S.* Hydrous peridotites with Ti-rich chromian spinel as a low-temperature forearc mantle facies: evidence from the Happo-O'ne metaperidotites (Japan) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 159. P. 137–157.
- Khedr M.Z., Arai S., Tamura A., Morishita T.* Clinopyroxenes in high-*P* metaperidotites from Happo-O'ne, central Japan: implications for wedge transversal chemical change of slab-derived fluids // *Lithos.* 2010. V. 119. P. 439–456.
- Kunugiza K., Nakamura E., Goto A. et al.* In situ U-Pb zircon age dating deciphering the formation event of the omphacite growth over relict edenitic pargasite in omphacite-bearing jadeitite of the Itoigawa-Omi area of the Hida-Gaien belt, central Japan // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2017. V. 112. P. 256–270.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al.* Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Commission on New Minerals and Mineral Names // *Mineral. Mag.* 1997. V. 61. P. 295–321.
- Ledneva G.V., Layer P.W., Bazylev B.A. et al.* Early-middle Triassic basic magmatism and metamorphism of ultramafic-mafic complexes of the Ust'-Belaya terrane (central Chukotka, NE Russia):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages, petrological and geochemical data, geodynamic interpretations // *Int. Geol. Rev.* 2019. V. 61. No 9. P. 1052–1070.
- Liou J.G.* Analcime equilibria // *Lithos.* 1971. V. 4. P. 389–402.
- Liou J.G., Tsujimori T., Zhang R.Y. et al.* Global UHP metamorphism and continental subduction/collision: the Himalayan model // *Int. Geol. Rev.* 2004. V. 46. P. 1–27.
- McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Meng F.C., Yang H.-J., Makeev A.B. et al.* Jadeitite in the Syum-Keu ultramafic complex from Polar Urals, Russia: Insights into fluid activity in subduction zones // *Eur. J. Mineral.* 2016. V. 28. No 6. P. 1079–1097.
- Moiseev A.V., Gushchina M.Yu., Sokolov S.D. et al.* Late Paleozoic – Cretaceous paleotectonic reconstructions of NE Asia: Insights from U-Pb dating detrital zircons from sandstones in the Algan and Ust'-Belaya terranes (NE Russia) // *J. Asian Earth Sci.* 2023. V. 252. 105685.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K. et al.* Nomenclature of pyroxenes // *Amer. Mineral.* 1988. V. 73. P. 1123–1133.
- Morishita T., Arai S., Ishida Y.* Trace element compositions of jadeite (+omphacite) in jadeitites from the Itoigawa-Ohmi district, Japan: implications for fluid processes in subduction zones // *Isl. Arc.* 2007. V. 16. P. 40–56.

- Neuhoff P.S., Hovis G.L., Balassone G., Stebbins J.F.* Thermodynamic properties of analcime solid solutions // *Amer. J. Sci.* 2004. V. 304. P. 21–66.
- Nozaka T.* Compositional variation of olivine related to high-temperature serpentinization of peridotites: Evidence from the Oeyama ophiolite // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2018. V. 113. P. 219–231.
- Palandzhyan S.A., Dmitrenko G.G.* Ophiolitic Complexes and associated rocks in the Ust-Belaya Mountains and Algan Ridge, Russian Far East. US Geological Survey Open-File Report, OF 92-20-1, 1996. P. 4.
- Python M., Ceuleneer G., Ishida Y. et al.* Oman diopsidites: a new lithology diagnostic of very high temperature hydrothermal circulation in mantle peridotite below oceanic spreading centres // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 255. No 3–4. P. 289–305.
- Sokolov S.D., Luchitskaya M.V., Silantsev S.A. et al.* Ophiolites in accretionary complexes along the Early Cretaceous margin of North-East Asia: age, composition, and geodynamic diversity // Eds. Y. Dilek, P.T. Robinson. *Ophiolites in Earth History.* Geol. Soc. London Spec. Publ., 2003. V. 218. P. 619–664.
- Sorensen S., Harlow G.E., Rumble D., III.* The origin of jadeitite-forming subduction-zone fluids: CL-guided SIMS oxygen-isotope and trace-element evidence // *Amer. Mineral.* 2006. V. 91. P. 979–996.
- Shi G.H., Cui W.Y., Tropper P. et al.* The petrology of a complex sodic and sodic–calcic amphibole association and its implications for the metasomatic processes in the jadeitite area in northwestern Myanmar, formerly Burma // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. V. 145. P. 355–376.
- Shi G.H., Cui W.Y., Cao S.M. et al.* Ion microprobe zircon U-Pb age and geochemistry of the Myanmar jadeitite // *J. Geol. Soc. London.* 2008. V. 165. P. 221–234.
- Shi G., Harlow G.E., Wang J. et al.* Mineralogy of jadeitite and related rocks from Myanmar: a review with new data // *Eur. J. Mineral.* 2012. V. 24. P. 345–370.
- Trommsdorff V., Evans B.W.* Progressive metamorphism of antigorite schist in the Bergell tonalite aureole (Italy) // *Amer. J. Sci.* 1972. V. 272. P. 423–437.
- Trommsdorff V., Lopez Sanchez-Vizcaino V., Gomez-Pugnaire M.T., Muentener O.* High pressure breakdown of antigorite to spinifex-textured olivine and orthopyroxene, SE Spain // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 132. P. 139–148.
- Tsujimori T., Harlow G.E.* Petrogenetic relationships between jadeitite and associated high-pressure and low-temperature metamorphic rocks in worldwide jadeitite localities: a review // *Eur. J. Mineral.* 2012. V. 24. P. 371–390.
- Warr L.N.* IMA-CNMNC approved mineral symbols // *Mineral. Mag.* 2021. V. 85. No 3. P. 291–320.
- Wen J., Shi G., Xing B. et al.* Unique interstitial textures within coarse-grained jadeitite from Kazakhstan and their significance in locality identification // *Minerals.* 2023. V. 13. <https://doi.org/10.3390/min13040513>
- Yui T.F., Maki K., Usuki T. et al.* Genesis of Guatemala jadeitite and related fluid characteristics: insight from zircon // *Chem. Geol.* 2010. V. 270. P. 45–55.

## **Jadeitite in Metalherzolite of the El'denyr Massif, Chukotka: Mechanism and Setting of Its Formation**

**B. A. Bazylev<sup>1</sup>, G. V. Ledneva<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>2</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

The paper presents the first data on the petrography, mineralogy, and geochemistry of jadeitites from the El'denyr massif, Chukotka, Russia, as well as host metalherzolites and amphibolite inclusions in the jadeitites. The jadeitite is composed of an association of jadeite, omphacite, analcime, and pectolite with a Ba-Ti-Si accessory mineral. The host metalherzolite is made of an association of olivine, antigorite, diopside, chlorite, ferrite-chromite, chromium magnetite, and accessory awaruite, heazlewoodite, and pentlandite. The jadeitite contains inclusions with a relict coarse-grained hypidiomorphic-granular texture, which are considered to be relics of the metasomatized protolith of the jadeitite. This protolith was probably high-temperature hydrothermal diopsidite. The inclusions show local recrystallization of primary diopside to aegirine-augite and pseudomorphic development of a fine-grained aggregate of amphiboles (several generations of richterite, actinolite, magnesiokatophorite, K-richterite, and eckermannite), omphacite, pectolite, analcime, phlogopite, accessory maucherite and heazlewoodite after diopside/aegirine-augite and an associated unidentified mineral. The protolith was transformed in several stages before the onset of jadeite crystallization, and these transformations included metasomatic recrystallization and a complete change in its texture. During the last stage, crystallization of the euhedral concentrically zoned jadeite with analcime and pectolite from fluid was accompanied by the recrystallization and dissolution of the last reworked relics of the protolith represented by high-calcium omphacite in microgranular omphacite-jadeite aggregates of jadeitite. The formation of jadeitites and the accompanying metamorphism of the host lherzolites occurred at 500°C and 8.5 kbar, which corresponds to *P-T* conditions typical of the metamorphism of mantle wedge peridotites in the "warm" subduction regime. The presence of jadeites in the El'denyr massif and high-pressure metamorphic rocks in the Ust'-Belaya massif, which were studied previously, allows us to consider the Ust'-Belaya terrane as a mélange of a subduction zone active in the Early–Middle Triassic that was deformed and disintegrated during its subsequent exhumation in the Cretaceous.

*Keywords:* jadeitite, omphacite, analcime, richterite, diopsidite, metamorphism, ophiolites, Ust'-Belaya terrane, West Koryak folded system

УДК: 549.08:553.2

## МИНЕРАЛЫ РЯДА ТОЧИЛИНИТ–ФЕРРОТОЧИЛИНИТ В ПОРОДАХ УРАЛА И ЗАУРАЛЬЯ: АССОЦИАЦИЯ, ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

© 2025 г. С. В. Прибавкин<sup>а</sup>, \*, Е. В. Пушкарев<sup>а</sup>, И. С. Чашухин<sup>а</sup>, Ю. В. Ерохин<sup>а</sup>, А. В. Коровко<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

\*e-mail: pribavkin@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 06.05.2024 г.

После доработки 29.07.2024 г.

Принята к публикации 29.09.2024 г.

Представлены результаты изучения редких гидроксид-сульфидов железа и магния ряда точилинит–ферроточилинит с идеализированной формулой  $6\text{FeS}\cdot 5\text{Mg}(\text{OH})_2$ . Они формируются в процессе серпентинизации ультрабазитов различной природы и обнаружены в перидотитах Кемпирсайского, Хабаровинского, Кытлымского и Уктусского массивов на Урале и Верхне-Иусской площади Шаймского нефтегазоносного района Западной Сибири. В задачу исследования входило изучение химического состава точилинита, данные о котором в литературе весьма ограничены, установление его минеральных ассоциаций и определение условий формирования. Изучение проводилось с помощью оптического микроскопа, электронного сканирующего микроскопа, рамановской и инфракрасной спектроскопии. По значению магнезиальности ( $X_{\text{Mg}}$ ) выделены минеральные виды: точилинит и ферроточилинит. Кристаллы, богатые Mg ( $X_{\text{Mg}} = 0.73\text{--}0.79$ ), установлены в Уктусском массиве и на Верхне-Иусской площади, а бедные ( $X_{\text{Mg}} = 0.15\text{--}0.38$ ) – в Хабаровинском и Кытлымском массивах. Предположено наличие смешанослойных фаз, представляющих собой перемежаемость наноразмерных слоев точилинита или ферроточилинита с серпентином. Отмечено наличие хромсодержащих разновидностей. Обсуждаются механизмы и химические реакции, ведущие к образованию точилинитов при низкотемпературном преобразовании перидотитов с участием воды. В большинстве случаев это взаимодействие метаморфогенной воды с магматогенными сульфидами в процессе серпентинизации перидотитов либо воздействие на них седиментогенных и иных вод, содержащих растворенную серу. Следует вывод о роли точилинита как поглотителя серы в процессе ранней петельчатой серпентинизации ультрабазитов. Рассмотрена возможность использования точилинита как перспективного геотермометра для низкотемпературных минеральных ассоциаций перидотитов.

*Ключевые слова:* дуниты, перидотиты, точилинит, ферроточилинит, серпентин, брусит, генезис

DOI: 10.31857/S0869590325020044 EDN: UNJPEG

### ВВЕДЕНИЕ

Точилинит – редкий гидроксид-сульфид железа и магния из группы валлериита с идеализированной формулой  $6\text{FeS}\cdot 5\text{Mg}(\text{OH})_2$ . Впервые обнаружен С.П. Молотковым в серпентинитах Нижнемамонского медно-никелевого месторождения и выделен в самостоятельный минеральный вид Н.И. Органовой с соавторами (Органова и др., 1971). В его структуре чередуются сульфидные макинавитоподобные ( $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$ ) и гидроксидные, подобные бруситу ( $\text{Mg}(\text{OH})_2$ ), пакеты, характер упорядочения в которых определяет наличие политипов, объединенных в гомологический ряд:

$2(\text{Fe}, \text{Co}, \text{Ni})_{1-x}\text{S} \times n(\text{Mg}, \text{Ca}, \text{Ni}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})(\text{OH})_2$ , где  $0.08 \leq x \leq 0.28$  и  $1.58 \leq n \leq 1.75$  (Органова и др., 1972, 1973; Zolensky, Mackinnon, 1986 и др.). Вариации элементов в составе гидроксидного слоя задают наличие видов (Пеков и др., 2012): точилинита ( $\text{Mg} > \text{Fe}$ ) и ферроточилинита ( $\text{Fe} > \text{Mg}$ ). Тем не менее насколько сильны отклонения составов от идеальной формулы и как широко они распространены в природе – изучено недостаточно. Далее мы будем использовать, помимо терминов точилинит и ферроточилинит, термин “точилиниты” для обозначения всего ряда составов точилинит–ферроточилинит.

Образование точилинитов связано с низко-температурным (80–320°C) изменением ультраосновных пород, магнезиальных скарнов, сульфидных руд, каменных метеоритов в присутствии воды (Harris, Vaughan, 1972; Jambor, 1976; Muramatsu, Nambu, 1980; Van de Vusse, Powell, 1983; Zolensky, 1984; Zolensky, Mackinnon, 1986; Tomeoka, Buseck, 1985; Matsubara, Kato, 1992; Beard, 2001; Palmer, Lauretta, 2011; Haack et al., 2012; Hewins et al., 2014; Tonui et al., 2014; Encheva et al., 2016; Boschi et al., 2017; Suttle et al., 2021; Kelemen et al., 2021; Органова и др., 1971, 1988; Никишова и др., 1983; Александров, Сенин, 2005; Спиридонов, Гриценко, 2009; Пеков и др., 2012). Этот минерал является маркером восстановительных условий  $\log fO_2 < -85$ ,  $Eh < -0.45$  мВ, нейтральных–щелочных сред  $pH = 7.8–14$  (Zolensky, 1984; Browning, Bourcier, 1996; Kozerenko et al., 1996; Peng et al., 2007; Peng, Jing, 2014; Vacher et al., 2019; Volney et al., 2022 и др.) и может быть использован в качестве геотермометра (Vacher et al., 2019).

Практическая и научная значимость точилинита и подобного ему валлериита заключается в том, что, с одной стороны, эти минералы могут являться основными концентраторами S, Fe, Cu в серпентинизированных перидотитах океанических рифтов и абиссальных равнин (Beard, 2001; Kelemen et al., 2021), с другой стороны, они же являются причиной ухудшения качества первичных сульфидных руд, делая их труднообогащаемыми (Александров, Сенин, 2005).

На Урале наличие точилинита подтверждено в нескольких крупных гипербазитовых массивах (Чашухин и др., 1990; Варлаков, 1995; Попов, 1995). В этих работах приведены очень ограниченные данные о составе минерала, недостаточны и сведения о его минеральных ассоциациях. С целью получения новой информации о точилинитах Урала и Зауралья, их использования в качестве маркера условий преобразований ультраосновных пород авторами был собран и изучен уникальный каменный материал, положенный в основу настоящей работы.

### ТОЧИЛИНИТЫ ГИПЕРБАЗИТОВ УРАЛА И ЗАУРАЛЬЯ

Урал и его восточная, погружающаяся под чехол Западно-Сибирской плиты часть характеризуются широким развитием пород ультраосновного состава, которые слагают гипербазитовые массивы, отличные по возрасту и генезису. В наиболее крупных и относительно хорошо изученных массивах (Баженовский, Уфалейский, Джетыгаринский, Хабарнинский, Кемпсайский) ранее было отмечено наличие точилинита в составе “черных” серпентинитов, сульфидных руд, родинитов (см.

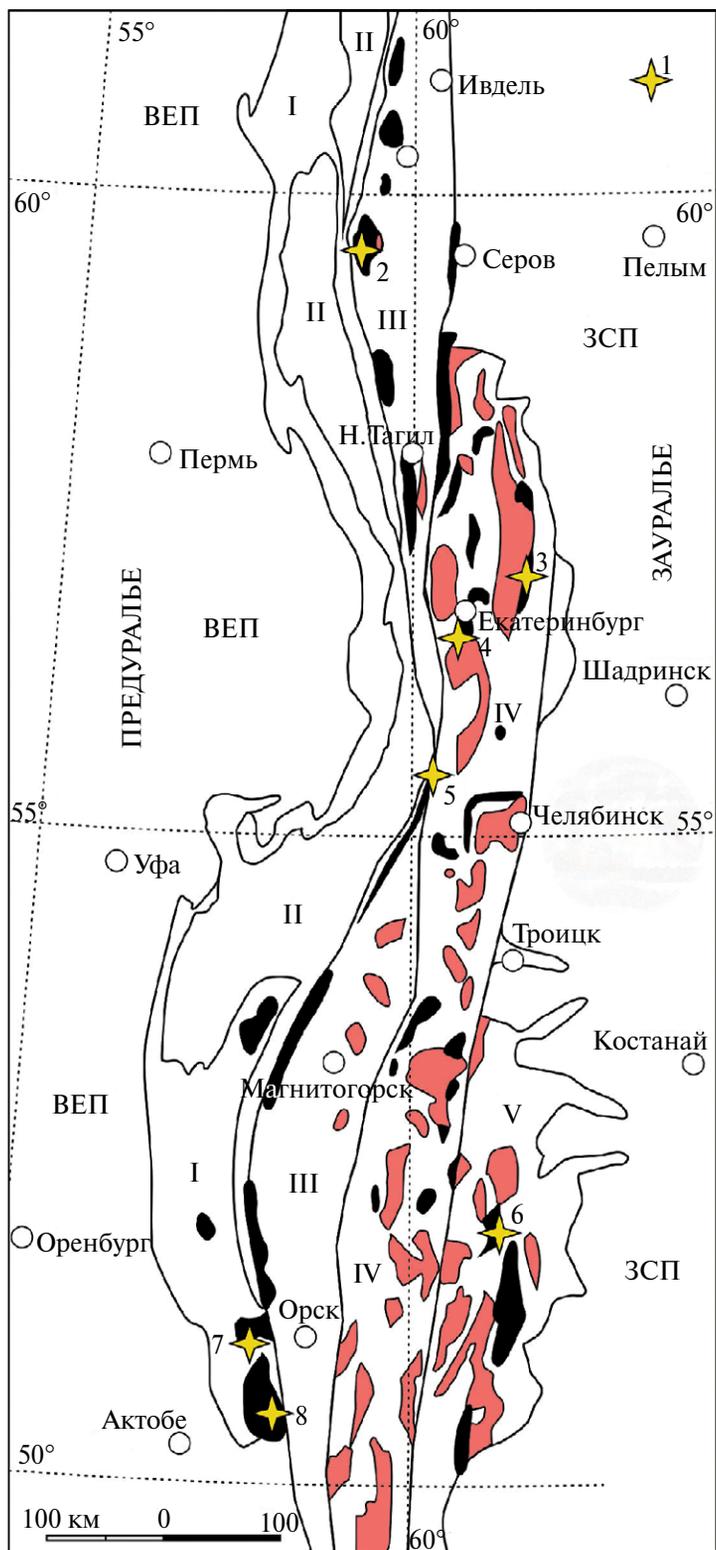
обзор в Минералогия ..., 2007). Ниже приводятся краткие сведения о новых находках точилинитов в массивах Урала и Зауралья в последовательности с севера на юг (рис. 1).

**Верхне-Иусская площадь, Шаимский нефтегазоносный район (Ханты-Мансийский АО, Западная Сибирь).** Точилинит встречается в обр. 8003 керна разведочной скважины, вскрывшей доюрский фундамент. На глубинах 1314–1324 м он образует скопления крупных (но не более 5 мм) расщепленных пластинчатых кристаллов в кальцитовых прожилках среди брекчированных лизардит-антигортитовых серпентинитов апопикритовой(?) природы (рис. 2а).

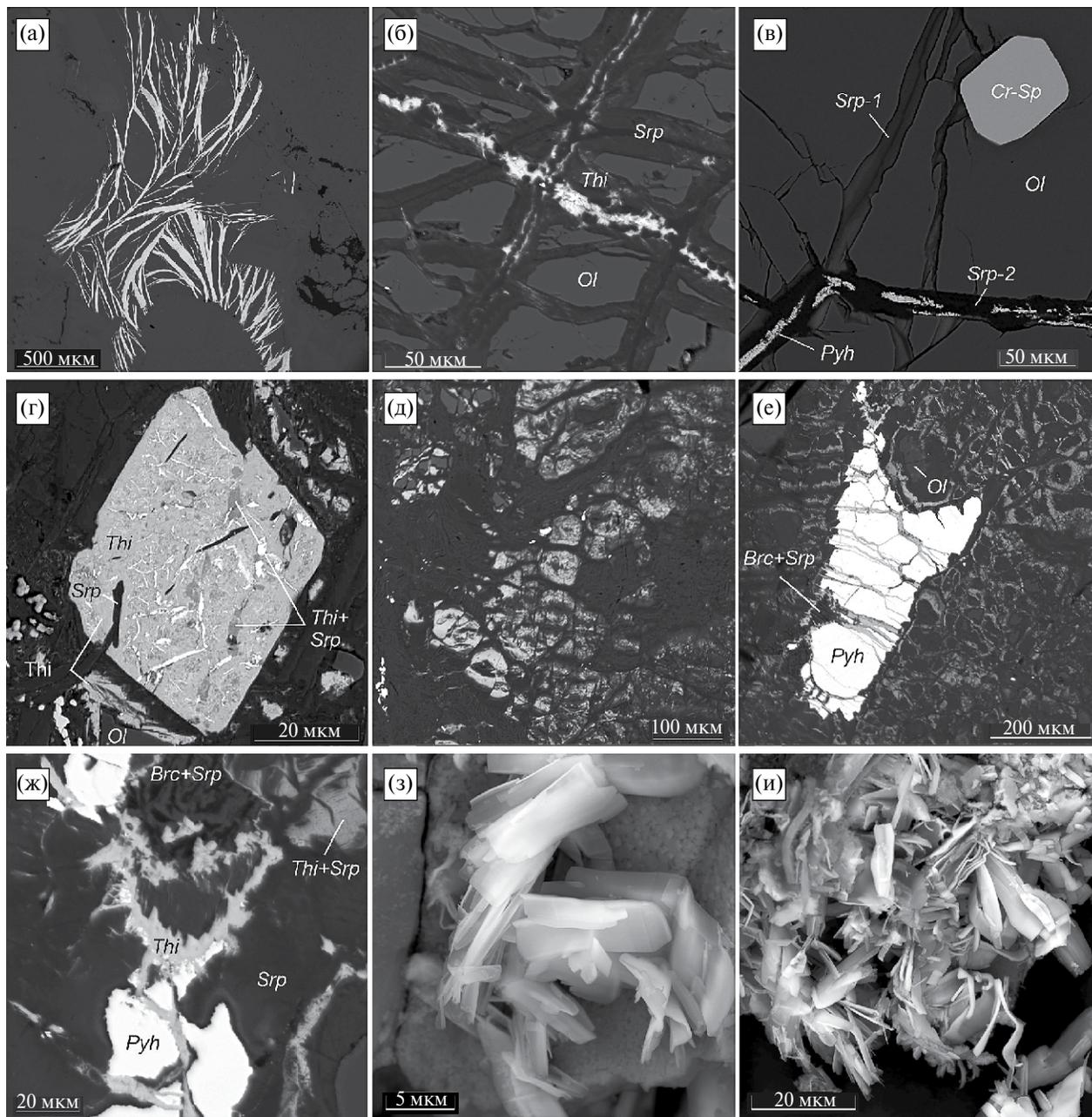
**Кытлымский массив (Свердловская обл., Северный Урал).** Массив принадлежит дунит-клинопироксенит-габбровым комплексам Урало-Аляскинского типа и занимает площадь около 725 кв. км, являясь одним из крупнейших в составе Платиноносного пояса Урала (Ефимов, Ефимова, 1967). В его состав входят два дунит-клинопироксенит-тылаитовых (Косьвинский и Тылай-Конжаковский) и три преимущественно габбровых блока (Серебрянский, Сухогорский и Валенторский), обладающих элементами собственной концентрически-зональной структуры.

Образец ПС-54 дунита с точилинитами отобран из Юдинского тела Косьвинского блока (отвал штольни на горе Косьвинский Камень). Он обладает черной окраской, местами тектонизирован с развитием зеркал скольжения. Дунит серпентинизирован с развитием петельчатого лизардита двух генераций. Оливин ( $Fo_{88-90}$ ), хромшпинелид, сульфиды (пирротин, пентландит) составляют первичный реликтовый парагенезис. Встречены зерна платины, изоферроплатины, сперрилита. Точилиниты связаны с поздним поколением прожилков серпентина, образуя в них пылевидные частицы и скопления чешуйчатых кристаллов размером менее 10 мкм (рис. 2б). Местами он замещен магнетитом и сопровождается железо-магниевым минералом, близким по составу мускокситу.

Образец М-924 слабо сульфидизированного дунита, любезно переданный О.К. Ивановым, также отобран из дунитов Юдинского тела (район Поповского лога). Его изучение показало наличие реликтов оливина ( $Fo_{88-87}$ ) и двух генераций серпентина (рис. 2в). Ранняя генерация серпентина непрозрачная, выглядит абсолютно черной. В отраженном свете эффектов анизотропии не наблюдается. В ее составе присутствует сера, что можно интерпретировать как смесь с точилинитом. Ранее такие составы были приняты за “сульфат-форстерит” (Иванов и др., 2011). Поздняя генерация серпентина отвечает петельчатому серпентину, содержит вкрапленность сульфидов: пирротина, пирита, алабандина.



**Рис. 1.** Позиции находок тоцилинита на тектонической схеме Урала. ВЕП – Восточно-Европейская платформа, ЗСП – Западно-Сибирская плита, I–V – структурные мегазоны Урала (I – Западно-Уральская, II – Центрально-Уральская, III – Тагило-Магнитогорская, IV – Восточно-Уральская, V – Зауральская). Массивы ультрабазитов показаны черным цветом, гранитоидов – розовым. Звездочками показаны места находок тоцилинита: Верхне-Иусская площадь (1), Кытлымский (2), Баженовский (3), Уктусский (4), Уфалейский (5), Джетыгаринский (6), Хабарнинский (7), Кемпирсайский (8) массивы.



**Рис. 2.** Микрофотографии тоцилинита в режиме обратнорассеянных электронов (BSE).

(а) – лейсты тоцилинита в кальците прожилков из брекчированных серпентинитов (обр. 8003, Верхне-Иусская площадь). (б) – прожилки петельчатого серпентина с тоцилинитом в дуните (обр. ПС-54, Кытлымский массив). (в) – две генерации прожилков серпентина в дуните (обр. М-924, Кытлымский массив). Прожилки раннего петельчатого серпентина (*Srp-1*) обогащены серой за счет примеси дисперсного тоцилинита, прожилки позднего серпентина (*Srp-2*) не содержат серу, но содержат включения сульфидов. (г) – псевдоморфоза тоцилинита по пирротину (обр. ПС-548, Уктусский массив). (д) – псевдоморфозы петельчатого серпентина с пылевидным тоцилинитом по оливину, образующие “леопардовые” текстуры серпентинита (обр. 465/893, Хабаровинский массив). Участки без тоцилинита сложены хризотилом. (е) – серпентин-тоцилинитовые псевдоморфозы по оливину, слагающие базис серпентинита. В центре фотографии зерно пирротина, раздробленное и сцементированное тоцилинитом. В верхней части снимка участок брусит-серпентинового состава. (ж) – корродированные зерна пирротина, рассеченные прожилками тоцилинита. Тоцилинит также входит в состав серпентиновых псевдоморфоз по оливину (правый верхний угол снимка). В верхней части снимка видны серпентин-бруситовые сростания. (з) – таблитчатые кристаллы фазы-Х (обр. 6897, Кемпирсайский массив). (и) – таблитчатые и лентообразные изогнутые кристаллы (тот же образец). Символы минералов здесь и далее по (Warr, 2021): *Brc* – брусит, *Cr-Sp* – хромшпинелид, *Mag* – магнетит, *Pyh* – пирротин, *Ol* – оливин, *Srp* – серпентин, *Thi* – тоцилинит.

**Обрамление Уктусского массива (Средний Урал, Свердловская обл.).** В юго-западном контакте Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива Урало-Аляскинского типа, подробно описанного в работе (Пушкарев, 2000), среди меланжевого обрамления Сысертского метаморфического комплекса карьером месторождения строительного камня “Станция Сысерть” вскрыт блок метадунитов и метагабброидов, рассекаемых дайками гранитов. Согласно геологосъемочным материалам Г.В. Ярославцева, предполагается, что он является тектоническим отторженцем Уктусского массива (Ярославцев, 1995). В этой связи в дальнейшем мы будем отождествлять его с массивом.

В составе тектонического отторженца изучены сульфидизированные дуниты (обр. ПС-548). Их первичная структура призматическизернистая, в ориентировке преобладает линейность. В составе присутствует вторичный низкожелезистый оливин ( $Fo_{98-96}$ ) с ламелями магнетита, образованный вследствие окислительного распада первичного оливина. Акцессорный хромшпинелид замещен феррихромитом, хроммагнетитом. Метаморфические преобразования дунитов выражены в развитии лизардита, пятен талька и клинохлора, магнезиолюдовигита. Они отвечают верхам зеленосланцевой–низам амфиболитовой фации и связаны с региональным метаморфизмом, в том числе с внедрением гранитоидов Шабровского массива. К участкам поздних разрывных нарушений приурочено развитие антигорита совместно с пирротинном. Петельчатая серпентинизация, сопровождаемая образованием точилинитовых псевдоморфоз по пирротину (рис. 2г), завершает преобразование пород на регрессивном этапе.

Точилинит слагает большую часть псевдоморфоз, а также присутствует в составе прожилков петельчатого серпентина. Преобладают пластинчатые кристаллы размером в первые микроны, образующие агрегаты с хаотичной ориентировкой индивидов. Местами среди таких агрегатов присутствуют кажущиеся гомогенными участки наноразмерных сростаний точилинита с серпентином и участки скоплений крупных (до 15 мкм) пластинчатых кристаллов в форме снопов и пакетов. Троилит в псевдоморфозах образует цепочки, прожилки, отдельные зерна размером не более 25 мкм. Здесь же присутствуют редкие включения никельсодержащего сульфида, химический состав которого может быть рассчитан как на формулу пентландита, так и хроманита. В отраженном свете этот сульфид чуть светлее троилита, эффект анизотропии слабый в серых оттенках.

**Хабарнинский мафит-ультрамафитовый массив (Оренбургская обл., Южный Урал).** Массив образует верхнюю тектоническую пластину площадью до 400 км<sup>2</sup> в Сакмарской аллохтонной зоне западнее Главного Уральского разлома. В его строении

принимают участие пять разных магматических комплексов и метаморфические породы основания аллохтона (Варлаков, 1978; Петрология ..., 1991). Ультраосновные породы с точилинитом встречаются в составе офиолитового дунит-гарцбургитового комплекса, слагающего центральную часть массива, и в восточно-хабарнинском дунит-клинопироксенит-габбровом комплексе (ВХК), залегающем вдоль восточной периферии аллохтона.

Сульфидизированные дуниты ВХК были описаны А.С. Варлаковым (Варлаков, 1978). Они содержат пирротин, пентландит и халькопирит, цементирующие оливин. Степень серпентинизации дунитов обычно составляет 30–60% с образованием петельчатого серпентина и хризотила; спорадически в них встречается брусит. Им свойственна черная окраска, обусловленная присутствием пылевидного тонкочешуйчатого минерала – пигмента, предположительно диагностированного как точилинит, который сопровождает серпофит и петельчатый серпентин.

Нами изучены сульфидоносные дуниты (обр. 465/893, 465/940), вскрытые скв. № 465 на глубинах 822–960 м от поверхности в составе офиолитового дунит-гарцбургитового комплекса, залегающего на обогащенных сульфидами углисто-кремнистых сланцах предположительно сакмарской свиты силура. Они содержат пентландит и пирротин, заключенные в кристаллах оливина и в интерстициях между ними. В процессе низкоградного метаморфизма эти породы превращены в лизардитовые серпентиниты, содержащие пылевидный точилинит в количестве менее 1 об. %. Точилинит ассоциирован с лизардитом (рис. 2д, 2е) и участками развития брусита (рис. 2ж), ферроточилинит заполняет трещины в зернах пирротина (рис. 2е, 2ж), где образует скопления расщепленных чешуйчатых кристаллов размером до 20 мкм. В ряде образцов отмечено наличие в серпентинитах глобулярных агрегатов кальцита, окруженных точилинитом.

**Кемпирсайский массив (Западный Казахстан, Южный Урал).** Массив является одним из крупнейших на Южном Урале, занимая площадь более 900 км<sup>2</sup>. Он сложен преимущественно перидотитами офиолитовой ассоциации. Массив вмещает несколько крупных хромитовых месторождений, большая часть которых приурочена к его приподнятому юго-восточному блоку (Павлов и др., 1968; Петрология ..., 2008).

Ранее точилинит был встречен в сульфидоносных дунитах “дунит-клинопироксенитового” комплекса и в аподунитовых серпентинитах месторождения “Геофизическое XII” убоговкрапленных хромитовых руд в юго-восточной части массива (Чашухин и др., 1990). В первом случае он входит в состав тонких, устанавливаемых только рентгеноспектральным анализом сростаний с бруситом

и серпентином, замещающих троилит, во втором случае – в состав агрегата с тонкодисперсным бруситом и серпентином вне связи с троилитом.

Нами исследован обр. 6897 керна с глубины 240 м месторождения “Геофизическое-ХП”. Он представлен аподунитовым серпентинитом с вкрапленностью хромита. Серпентинит рассечен прожилком офита мощностью 5 мм, в котором отмечены редкие полости, инкрустированные диопсидом, тремолитом, серпентином и фазой-Х, завершающей минералообразование. Последняя образует черные с бронзовым отливом кристаллы, размер которых не превышает 20 мкм по удлинению. Среди кристаллов можно выделить два типа, отличных по размеру, форме и составу. Первый представлен таблитчатыми кристаллами (рис. 2з), второй – вытянутыми лентообразными с большей интенсивностью сигнала в отраженных электронах (рис. 2и). Химический состав фазы можно интерпретировать как нерегулярные точилинит-серпентиновые сростания (см. далее).

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение состава минералов и получение изображений в режиме обратнорассеянных электронов было выполнено в Центре коллективного пользования “Геоаналитик” Института геологии и геохимии УрО РАН (Екатеринбург) на электронных сканирующих микроскопах JSM-6990LV и Tescan Mira, оснащенных энергодисперсионными спектрометрами INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments. Ускоряющее напряжение 20 кВ, время регистрации импульсов 30 с. Используются сертифицированные стандартные образцы: диопсид, жадеит, ортоклаз, рутил, родонит,  $\text{Sr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Результаты измерений состава нормализованы к 100%. Предел обнаружения большинства элементов составляет 0.2 мас. %.

Инфракрасные (ИК) спектры зеркального отражения записаны на микроскопе MultiScop, совмещенном с инфракрасным Фурье спектрометром Spectrum One Perkin Elmer на полированных шлифах в диапазоне волновых чисел от 600 до 4000  $\text{см}^{-1}$  с разрешением 4  $\text{см}^{-1}$  и усреднением 300 интерферограмм. Измерения проводились при комнатной температуре в атмосфере воздуха. В зависимости от размеров изучаемой области шлифа изменяли размер апертурной диафрагмы. Для получения ИК-спектров оптической плотности из спектров зеркального отражения в программном обеспечении Spectrum проведено интегрирование Крамерса–Кронига и вычитание фоновой линии кусочно-линейной функцией по минимумам спектральной линии.

Рамановские спектры получены с использованием спектрометра Horiba Lab Ram HR800 Evolution (дифракционная решетка 1800 штр/мм),

оборудованного микроскопом Olympus BX-FM (объектив Olympus 50  $\times$  NA = 0.7) и Ar-лазером (длина волны излучения 514 нм, мощность лазера ~3 мВт) в режиме конфокальной съемки при пространственном разрешении 1 мкм. Время накопления сигнала составляло до 50 с при двух повторениях на сегмент.

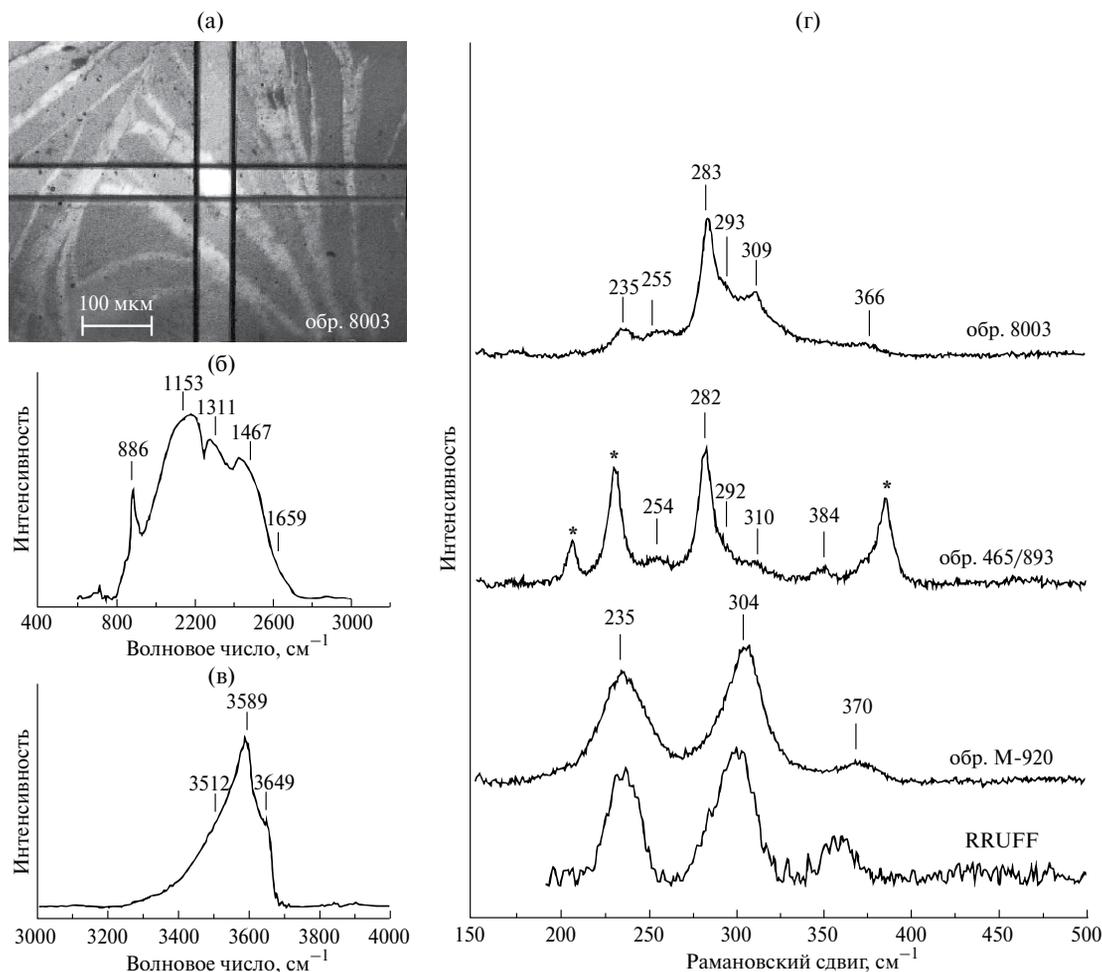
## ДИАГНОСТИКА ТОЧИЛИНИТОВ

Принадлежность исследуемых минералов точилиниту или ферроточилиниту основывалась, прежде всего, на их оптических свойствах в отраженном свете и химическом составе. Под бинокулярным микроскопом эти минералы имеют облик пластинчатых кристаллов черной окраски. Полировку принимают плохо. В отраженном свете они обладают тусклой бронзовой окраской, R около 20% и менее. Двухотражение от желтого до серого, эффекты анизотропии очень сильные в светло-желтых и темно-серых цветах.

Дополнительная диагностика включала рентгеноструктурный анализ, ИК- и КР-спектроскопию. Наиболее интенсивные линии на дифрактограмме обр. 8003 (кальцитовый прожилок с черными пластинчатыми кристаллами) принадлежат точилиниту: 5.45(100), 10.9(50); менее интенсивные линии – кальциту.

ИК-спектры точилинита получены с полированной поверхности обр. 8003, на которой видны его пластинчатые кристаллы (до 50 мкм в поперечнике) в кальците (рис. 3а). Для ИК-спектров зеркального отражения диапазон 400–600  $\text{см}^{-1}$  является недоступным, и спектры точилинита в данном исследовании ограничены областью 600–4000  $\text{см}^{-1}$ . Это важный момент, поскольку интенсивные полосы в ИК-спектре порошковых проб, характерные для валентных колебаний Me-O (Me =  $\text{Mg}^{2+}$  или  $\text{Fe}^{2+}$ ) точилинитов, расположены в области волновых чисел 565 и 477  $\text{см}^{-1}$  соответственно (Chukanov, 2014; Пеков и др., 2012). Тем не менее высоковольтная область позволяет диагностировать наличие гидроксильных групп. На рис. 3б и 3в полоса 1659  $\text{см}^{-1}$  относится к деформационным колебаниям ОН-связи, а три полосы в области 3512, 3589, 3649  $\text{см}^{-1}$  – к валентным колебаниям ОН-групп. Пики 1153 и 1311  $\text{см}^{-1}$  предположительно относятся к обертонам колебаний Me-O в решетке точилинита. Полосы 886 и 1467  $\text{см}^{-1}$  принадлежат кальциту, окружающему точилинит.

КР-спектры получены для трех образцов: 8003 – крупные кристаллы; 465/893 – тончайшие ориентированные чешуйки (менее 5 мкм) в составе псевдоморфоз петельчатого серпентина по оливину; М-924 – оптически изотропное вещество точилинит-серпентинового состава. Спектры представлены на рис. 3г. Набор линий в образцах 8003 и 465/893 идентичный, но отличается от точилинита,



**Рис. 3.** ИК-спектр (а–в) и КР-спектры образцов 8003, 465/893, М-920 (г). (а) – микрофотография обр. 8003 с прямоугольной областью в центре снимка, где зарегистрированы ИК-спектры. (б, в) – ИК-спектры в области 500–2000 и 3000–4800  $\text{см}^{-1}$ . (г) – КР-спектры образцов в сравнении с “референсным” спектром точилинита, представленным в RRUFF (RRUFF ID: R060887). Спектр обр. 465/893 включает характерные моды матричного серпентина (показаны звездочками).

приведенного в базе данных RRUFF. В обр. 465/893 дополнительно присутствуют линии, относящиеся к серпентину. Учитывая соответствие морфологических, минераграфических, рентгеноструктурных, химических, включая ИК-спектроскопические данные по точилиниту, КР-спектр обр. 8003 может использоваться в качестве эталона для этого минерала. Обращает внимание схожесть спектра обр. М-924 с точилинитом в базе RRUFF и их отличие от других образцов. Присутствующий в этом образце совместно с предполагаемым точилинитом серпентин не обнаруживает собственных линий, что предположительно указывает на его близкое к аморфному состояние. В то же время фаза серпентина на ИК-спектре хорошо диагностируется, тогда как точилинитовая – не выражена.

Суммируя приведенные данные, отметим, что КР- и ИК-спектроскопия может помочь в диагностике точилинитов, но при условии наличия

эталонных образцов. В связи с недостаточностью данных (особенно спектров КР) основными диагностическими признаками этих минералов остаются химический состав и свойства в отраженном свете.

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТОЧИЛИНИТОВ

Представительные химические анализы точилинитов и фазы-Х представлены в табл. 1. Большинство анализов демонстрирует принадлежность точилиниту, определяемое по доминированию Mg над Fe в составе бруситоподобного слоя, и лишь отдельные анализы соответствуют ферроточилиниту (рис. 4а). Наблюдаемые тончайшие сростания точилинита с серпентином размерностью в первые мкм и менее, а также отмечаемые в литературе сростания с бруситом (например, van de Vusse, Powell, 1983) могут сказываться на корректности химических анализов. Это побудило провести

**Таблица 1.** Представительные химические составы (мас. %) точилинитов (1–25) и фазы-Х (26–30) и их расчет на формульные коэффициенты (ф.к.)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	8003*				ПС-54			М-924							
Fe	49.7	50.7	50.6	48.5	51.9	49.9	46.8	21.9	21.7	17.0	15.8	12.8	11.2	10.8	8.8
Co	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.4	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ni	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
S	21.5	22.7	23.0	22.7	19.9	20.4	21.9	11.0	10.7	9.7	8.4	7.2	6.3	5.8	4.6
Mg	8.5	9.6	10.0	10.6	5.5	7.6	11.4	17.9	18.1	18.9	19.6	20.1	20.5	20.7	20.7
Si	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	1.3	0.5	10.2	10.4	12.4	12.5	14.3	15.1	15.9	17.1
O	20.2	17.0	16.4	18.2	20.5	20.4	18.9	39.0	39.1	42.1	43.7	45.6	46.8	46.7	48.8
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

## Формульные коэффициенты (ф.к.)

Fe	6.0	6.0	6.0	6.0	5.9	5.9	5.9	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0
Co	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ni	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Сумма	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0
S	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0
Mg	3.1	3.3	3.5	3.7	2.2	2.9	4.1	12.8	13.3	15.5	18.4	22.2	25.6	28.3	35.6
Fe	2.0	1.7	1.6	1.4	3.1	2.5	1.4	0.8	1.0	0.0	0.4	0.2	0.1	0.4	0.6
Cr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Сумма	5.1	5.0	5.1	5.1	5.5	5.4	5.5	13.7	14.3	15.5	18.9	22.4	25.7	28.7	36.3
Si	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.4	0.2	6.3	6.6	8.8	10.1	13.7	16.3	17.9	25.5
$X_{Mg}$	0.61	0.66	0.69	0.72	0.38	0.51	0.71	0.83	0.81	0.99	0.91	0.96	0.98	0.91	0.88

## Миалы (%)

<i>Thi</i>	99	100	100	99	94	95	94	41	40	33	30	24	21	19	15
<i>Srp</i>	0	0	0	0	4	5	3	59	60	67	70	76	79	81	85
<i>Brc</i>	1	0	0	1	2	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
	ПС-548				465/893						6897				
Fe	45.7	46.0	44.2	43.8	56.2	53.5	50.7	50.5	52.6	49.7	37.7	39.7	36.6	42.3	17.0
Co	0.7	0.6	1.1	0.0	0.5	0.6	0.4	0.5	0.4	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ni	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	0.3	0.0	0.4	0.4
Cr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	4.8	4.9	4.5	5.5	1.7
S	21.7	22.1	21.8	21.7	21.0	21.2	21.1	21.3	22.3	21.7	21.2	21.0	18.8	18.1	8.3
Mg	9.9	10.4	10.8	11.8	4.4	6.2	7.8	8.8	8.1	9.8	13.1	12.0	12.9	11.8	17.4
Si	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.9	0.2	0.9	0.0	0.7	0.9	1.8	3.0	4.0	11.7
O	22.0	20.9	22.1	22.8	17.9	17.6	19.4	18.0	16.6	17.7	21.6	20.3	24.2	17.9	43.5
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

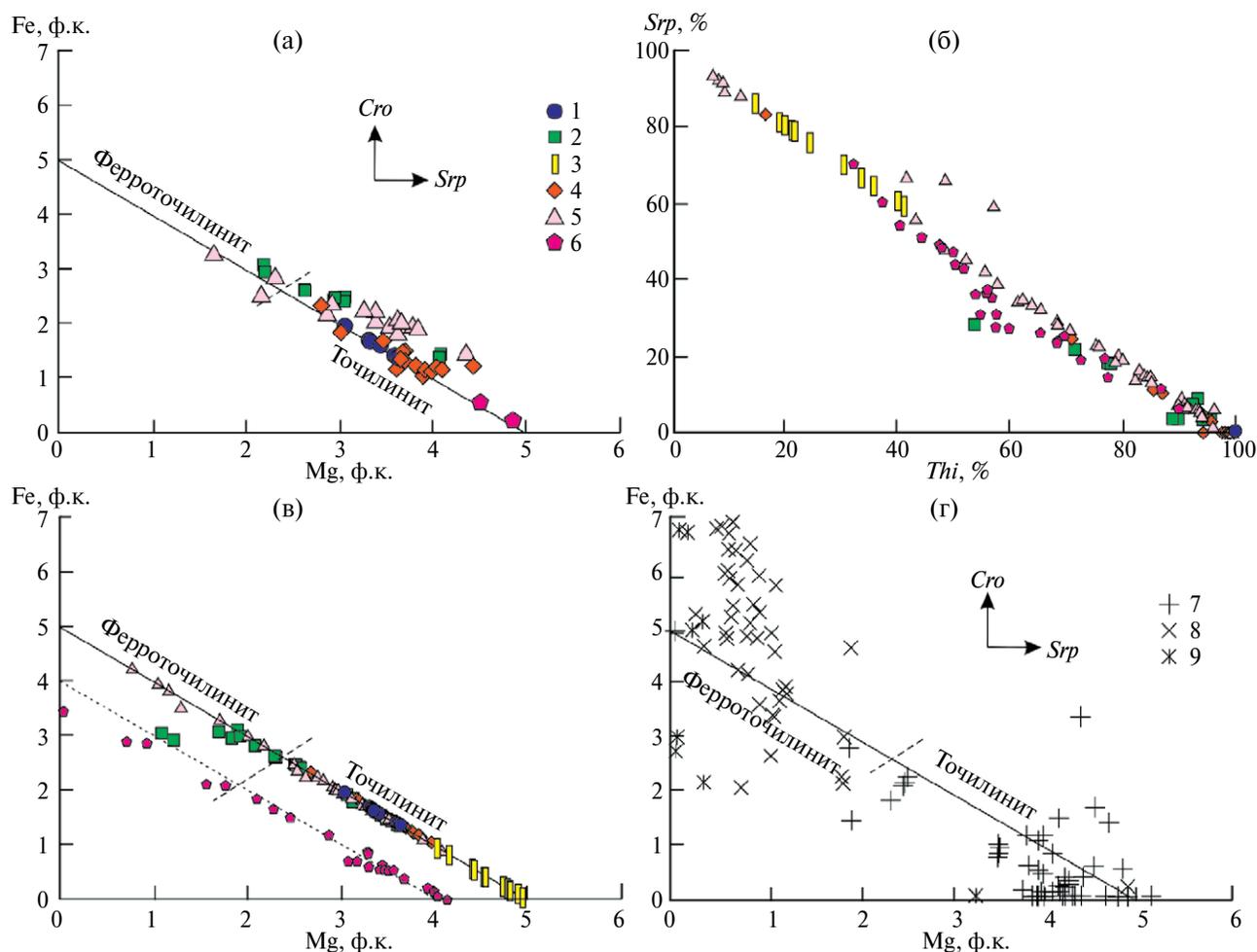
Формульные коэффициенты (ф.к.)

Fe	5.9	5.9	5.8	5.9	5.9	5.9	6.0	5.9	5.9	5.9	5.9	6.0	6.0	5.9	5.9
Co	0.1	0.1	0.2	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ni	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1
Сумма	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0
S	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0
Mg	3.6	3.7	3.9	4.3	1.7	2.3	2.9	3.3	2.9	3.6	4.9	4.5	5.4	5.2	16.5
Fe	1.4	1.3	1.1	1.0	3.3	2.8	2.4	2.2	2.2	1.9	0.2	0.6	0.7	2.1	1.2
Cr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.8	0.9	0.9	1.1	0.8
Сумма	5.0	5.0	5.1	5.3	5.0	5.1	5.4	5.5	5.1	5.5	5.9	6.1	7.2	8.6	18.4
Si	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.3	0.1	0.3	0.0	0.2	0.3	0.6	1.1	1.5	9.6
$X_{Mg}$	0.72	0.74	0.78	0.79	0.34	0.43	0.52	0.55	0.56	0.61	0.96	0.89	0.86	0.58	0.76

Миналы (%)

<i>Thi</i>	100	100	99	96	100	96	96	93	99	94	90	87	77	68	30
<i>Srp</i>	0	0	0	3	0	4	2	6	0	5	6	11	19	23	70
<i>Brc</i>	0	0	1	1	0	0	2	1	1	2	4	2	4	8	0

Примечание. 1–4 – Верхне-Иусская площадь, 5–15 – Кытлымский, 16–19 – Уктусский, 20–25 – Хабаровинский, 26–30 – Кемпирсайский массивы. Составы 5, 21, 22 относятся к ферроточилиниту, остальные – к точилиниту. Миналы: *Thi* – точилинит  $6FeS \cdot 5(Mg, Fe)(OH)_2$ , *Srp* – серпентин  $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ , *Brc* – брусит  $Mg(OH)_2$ .  $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe) = Mg/5$ . \*Номер образца.



**Рис. 4.** Диаграммы соотношений Mg–Fe в бруситоподобном слое образцов точилинитов (а, в, г) и соотношений нормативных *Thi*, *Srp* в составе минеральных смесей (б).

1 – Верхне-Иусская площадь (обр. 8003), 2 – Кытлымский массив (обр. ПС-54), 3 – Кытлымский массив (обр. М-924), 4 – Уктусский массив (обр. ПС-548), 5 – Хабаровинский массив (обр. 465/893, 465/940), 6 – Кемпирсайский массив (скв. 8697), 7 – природный точилинит (Harris, Vaughan, 1972; Jambor, 1976; Muramatsu, Nambu, 1980; Matsubara, Kato, 1992; Zolensky, Mackinnon, 1986; Beard, 2001; Encheva et al., 2016; Органова и др., 1971; Чашухин и др., 1990; Варлаков, 1995; Александров, Сенин, 2005; Пеков и др., 2012), 8 – точилинит метеоритов (Tomeoka et al., 1989; Palmer, Laretta, 2011; Naack et al., 2012; Tonui et al., 2014; Hewins et al., 2014), 9 – синтетический точилинит (Peng, Jing 2014; Peng et al., 2007; Vacher et al., 2019; Bolney et al., 2022). Представленная на диаграмме (а) выборка составов точилинита соответствует табл. 1.

расчет составов обогащенных Si, Mg, O на нормативные точилинит  $6\text{FeS} \cdot 5(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{OH})_2$ , серпентин  $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ , брусит  $\text{Mg}(\text{OH})_2$  с целью установить степень неоднородности анализируемого вещества, фаз, срастающихся с точилинитом, количественных соотношений фаз в срастаниях. Нормативное количество брусита в среднем составило не более 2%, и в большинстве случаев им можно пренебречь. Напротив, нормативное количество серпентина варьирует от 0 до 95%. Расчетные составы следуют вдоль линии смешения, занимающей почти весь диапазон от точилинита до серпентина (рис. 4б). Отсутствие максимумов аналитических точек на линии смешения, соответствующих,

например, пропорциям 1:1 или 1:2, установленным для TSI и TCI (Zolensky et al., 1993; Peng et al., 2007), предполагает, но не исключает, отсутствие закономерных смешанослойных структур. Следовательно, большинство аналитических точек характеризуют составы точилинит-серпентиновых агрегатов. На точилинит-серпентиновой линии располагаются и кристаллы фазы-X. Последние имеют размеры, в десятки раз превышающие диаметр электронного пучка микроанализатора, что исключает захват серпентиновой матрицы при анализе. Следовательно, можно предположить “комполитное” строение кристаллов, представляющее собой смешанослойную точилинит-серпентиновую

структуру, неоднократно описанную в литературе (Mackinnon, Zolensky, 1984; Zolensky et al., 1993; Tomeoka, Buseck, 1985; Nakamura, Nakamuta, 1996; Peng et al., 2007). Однако расчет фазы на нормы не демонстрирует закономерности в пропорциях между слоями точилинита и серпентина. По-видимому, эти кристаллы представляют собой хаотичную слоистую структуру, либо имеем набор кристаллов с разным соотношением слоев.

Вычет Si и Mg, приходящихся на серпентиновую фазу, приближает большинство анализов к стехиометрии точилинитов, составы которых следуют в координатах Fe–Mg от чистой магниальной разности до железистой (рис. 4в). Параллельную линию формируют фигуративные точки фазы-X и две точки ферроточилинита из Кытлымского массива. Смещение составов относительно линии точилинит–ферроточилинит обусловлено примесью хрома, составляющей около 1 ф.к., равной как для магниальных, так и для железистых составов.

Наличие максимально богатого магнием точилинита ( $X_{Mg} = 1.0$ ) предполагается по результатам нормативного расчета в составе смесей с серпентином (обр. М-924) и “композитных” кристаллов фазы-X (рис. 4в). Расчет последних на нормы показывает возможность существования полной серии составов от точилинита до ферроточилинита ( $X_{Mg} = 0.1–1.0$ ). Кристаллы, богатые Mg ( $X_{Mg} = 0.73–0.79$ ), установлены в Уктуском массиве и на Верхне-Иусской площади, а бедные ( $X_{Mg} = 0.15–0.38$ ) – в Хабаровинском и Кытлымском (обр. ПС-54) массивах. Последние развиты исключительно на контакте с зернами пирротина.

К структурным примесям в точилинитах относятся Ni и Co, входящие в состав сульфидного слоя. Несмотря на то что их концентрации в большинстве случаев находятся ниже предела обнаружения метода, в точилинитах Хабаровинского и Уктуского массивов отмечена хорошая положительная корреляция Co–Fe, а в фазе-X Кемпирсайского массива – Ni–Fe (рис. 5а, 5б). Отметим слабую отрицательную корреляцию Fe–Ni и положительную Mg–Ni в ряде образцов, указывающую на возможность вхождения никеля не только в сульфидный, но и в гидроксидный слой. Впрочем, данное предположение нуждается в проверке более прецизионными методами анализа.

Значимых концентраций хрома в точилинитах ранее не отмечалось. Имелись отдельные указания на содержание, достигающее 2.6 мас. % Cr в материале каменных метеоритов, представленном плохо охарактеризованными фазами (PCP), точилинит-кронштейдитовыми (ТСИ) и точилинит-серпентиновыми (TSI) сростаниями (Naack, 2012; Tonui et al., 2014; Hewins et al., 2014). В фазе-X со смешанослойной точилинит-серпентиновой структурой содержание Cr достигает 5.5 мас. %. В нескольких

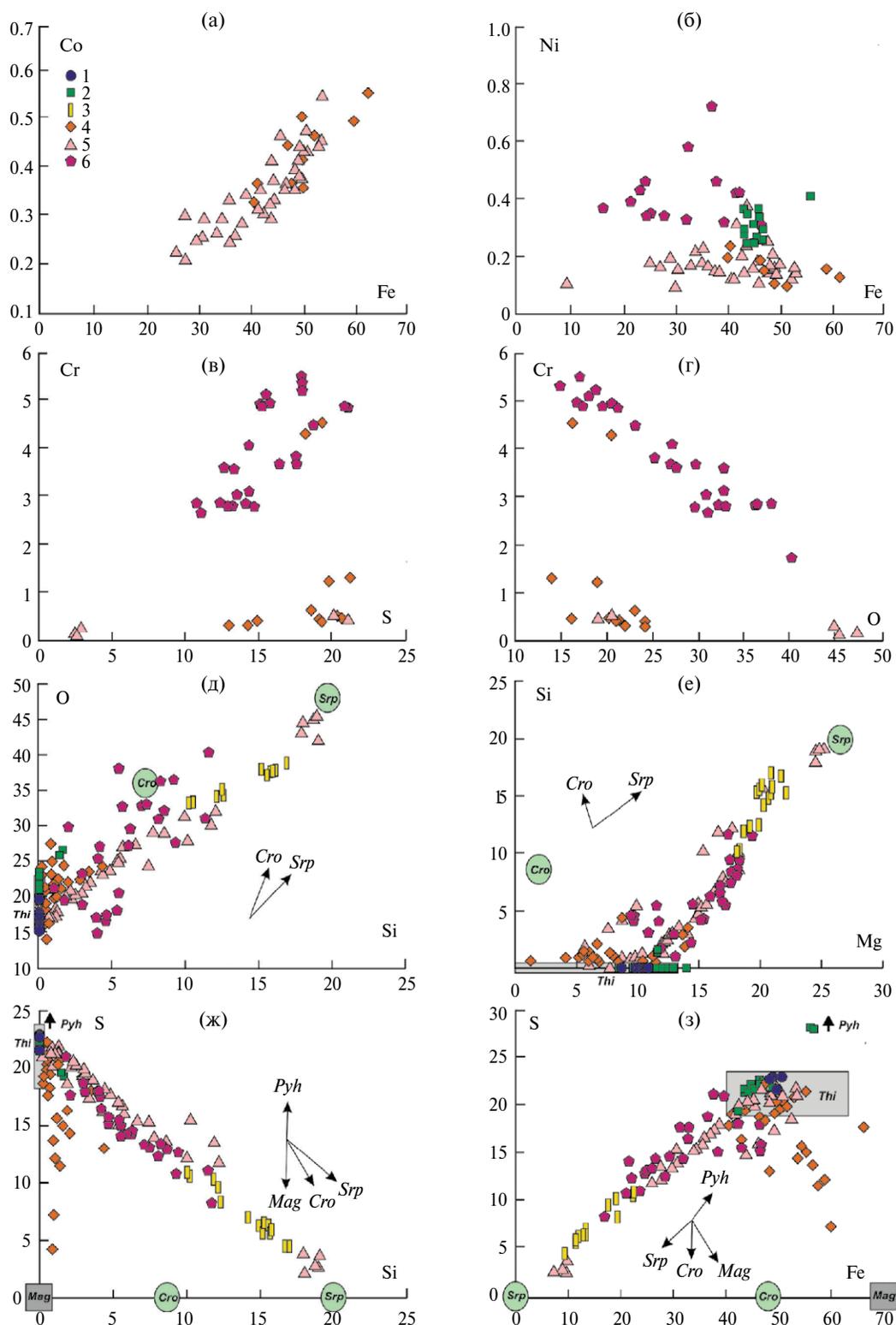
анализах ферроточилинита Кытлымского массива оно составляет 4.5 мас. %. Это самые высокие концентрации Cr, зафиксированные для точилинитов. Имеющиеся для фазы-X положительные корреляции Cr–S, Cr–Fe и отрицательные Cr–O, Cr–Mg, Cr–Si (например, рис. 5в, 5г) предполагают вхождение атомов хрома в состав точилинитовых, но не серпентиновых слоев. Соответственно, после вычета минала серпентина из состава фазы содержание хрома в точилинитовых слоях составило 6 мас. % или около 1 ф.к. Отрицательная корреляция Cr–Mg, аналогичная корреляции Fe–Mg, указывает на вхождение Cr в состав бруситоподобного слоя точилинита. Способность хрома входить в состав данного слоя подтверждается изучением хромсодержащего валлериита (Nickel, Hudson, 1976; Palmer, Lauretta, 2011), к группе которого относится точилинит. Кроме того, имеющаяся положительная корреляция Cr–Fe в составе фазы-X предполагает присутствие значимой доли  $Fe^{3+}$ .

Помимо положительных корреляций Si–O, Si–Mg и отрицательной S–Si (рис. 5д–5ж), определяемых наличием сростаний точилинита с серпентином, в обр. ПС-54 имеем отрицательную корреляцию S–Fe. Составы точилинита в этом образце следуют по направлению к магнетиту (рис. 5з). Интерпретацией такого тренда является процесс магнетизации точилинита, подтверждающийся изменением оптических свойств минерала в отраженном свете. Чешуйки точилинита становятся серыми и не проявляют эффектов анизотропии.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Вариации химического состава точилинитов*

Сопоставление полученных составов точилинитов с литературными данными (рис. 4а, 4г) указывает на их близость к таковым из ультрабазитовых массивов Казахстана, Кипра, Канады, Иберийской абиссальной равнины, кимберлитов Якутии (Harris, Vaughan, 1972; Jambor, 1976; Beard, 2001; Органова и др., 1988; Варлаков, 1995). Отличие заключается в доминировании промежуточных Fe–Mg составов, тогда как в приводимых литературных данных доминируют либо богатые Mg, либо богатые Fe точилиниты. Для уральских образцов характерно отсутствие примеси Al, которая фиксируется во многих природных, а также в синтетических точилинитах (Jambor, 1976; Muramatsu, Nambu, 1980; Zolensky, Mackinnon, 1986; Beard, Norkinson, 2000; Органова и др., 1971; Александров, Сенин, 2005; Peng et al., 2007; Volney et al., 2022). Отклонения приводимых в литературе данных от идеализированного состава точилинита могут быть связаны с наличием гомологов, точилинитоподобных фаз, но в первую очередь с микро- и



**Рис. 5.** Диаграммы соотношений элементов в образцах тоцилинитов (мас. %).

1 – Верхне-Иусская площадь (обр. 8003), 2 – Кытлымский массив (обр. ПС-54), 3 – Кытлымский массив (обр. М-924), 4 – Уктусский массив (обр. ПС-548), 5 – Хабаровинский массив (обр. 465/893, 465/940), 6 – Кемпирсайский массив (скв. 8697). Символы минералов см. на рис. 2. Стрелками показаны тренды изменения состава в смесях тоцилинита с серпентином, кроншtedтитом, пирротинитом, магнетитом. Области составов последних также показаны на диаграммах.

наноразмерными сростаниями точилинита с серпентином, кроншtedтитом, хлоритом и другими минералами. Такие тончайшие сростания отражаются в следовании составов соответствующим трендам, показанным на рис. 4г.

Точилинит является продуктом низкотемпературного замещения оливина в присутствии серы (Muramatsu, Nambu, 1980; Van de Vusse, Powell, 1983; Matsubara, Kato, 1992; Beard, 2001; Александров, Сенин, 2005 и др.). Его появлению способствует высокая активность Mg в растворе, особенно на контакте с оливином. Появление ферроточилинита, напротив, связывают с дефицитом Mg при высокой активности  $Fe^{2+}$  и  $S^{2-}$ . Такие условия создаются в гидротермальной системе на контакте с сульфидом (Kozerenko et al., 1996). Это подтверждается находками ферроточилинита в Cu-Ni сульфидных рудах Джетыгаринского массива и Норильского рудного района (Варлаков, 1995; Пеков и др., 2012), связанного с низкоградным метаморфизмом цеолитовой фации (Спиридонов, Гриценко, 2009). Одна из причин образования ферроточилинита в метеоритах, вероятно, та же самая: недостаток подвижного Mg, связанного на ранней низкотемпературной стадии водного изменения в первичных силикатах. Последующая более высокотемпературная стадия, включающая серпентинизацию, приводит к росту концентрации Mg во флюиде и, как следствие, к росту магнезиальности точилинита (Mackinnon, Zolensky, 1984; Kozerenko et al., 2001; Palmer, Lauretta, 2011; Pignatelli et al., 2017; Vacher et al., 2019; Suttle et al., 2021 и др.).

В большинстве изученных нами образцов в составе серпентиновых псевдоморфоз по оливину или прожилков резко доминирует точилинит. Появления ферроточилинита отмечено на контакте с пирротинитом. Однако это не является обязательным условием. В Уктусском массиве, богатый магнием точилинит псевдоморфно замещает пирротин. Появление точилинита или ферроточилинита, вероятно, зависит не только от локальных градиентов концентрации Fe-Mg во флюиде на контакте с той или иной фазой, но и определяется иными факторами, такими как температура, показатель pH.

Среди примесных элементов в точилините установлен хром. Его присутствие достигает 1 ф.к., что позволяет высказать предположение о наличии хромсодержащих разностей точилинита и ферроточилинита.

#### *Парагенезисы точилинитов*

Литературные данные указывают на тесную связь точилинита с бруситом и серпентином в условиях водного преобразования ультраосновных пород. Примером служат содержащие брусит серпентиниты горы Кит в Западной Австралии, в которых точилинит замещает пирротин ликвационных

капель и, в свою очередь, частично замещается магнетитом (Van de Vusse, Powell, 1983). Там же он является составной частью сетчатых псевдоморфоз по оливину. Центры ячеек псевдоморфоз состоят из тонкосросшихся лизардита, брусита, точилинита, которые окружены сетчатыми каймами лизардита, содержащими мелкозернистый брусит, магнетит, хизлевудит, Cu-, Ni-содержащий точилинит, незначительное количество магнезита и антигорита. На Иберийской абиссальной равнине появление точилинита отмечено в переходной зоне от аваруитсодержащих к пиритсодержащим серпентинитам, в которой происходит изменение химического состава флюидов от восстановленных и бедных серой на глубине к более окисленным, богатым серой ближе к поверхности (Beard, Hopkinson, 2000; Beard, 2001). Здесь точилинит находится в виде сростков с андрадитом, хлоритом или серпентином. В уральских гипербазитовых массивах точилинит ассоциирует с серпентином (обычно петельчатым лизардитом), сопровождаясь бруситом, кальцитом, магнетитом (Минералогия ..., 2007 и наши данные). Необходимо отметить, что брусит является закономерным продуктом серпентинизации ультраосновных пород (Штейнберг, Чашухин, 1977), особенно ранней петельчатой серпентинизации, при которой его количество может достигать 20 об. %. Он же является строительным материалом, необходимым для образования точилинита. Вероятно, по этой причине брусит не всегда удается наблюдать микроскопически в составе точилинитсодержащих серпентинитовых прожилков.

Ферроточилинит норильского рудного района заполняет трещины и небольшие полости в массивной пентландит-мойхукит-кубанитовой руде с подчиненным магнетитом и халькопиритом, отлагаясь последним вслед за богатыми железом филлосиликатами, магнетитом и ферровалеритом (Пеков и др., 2012). В каменных метеоритах он развивается по хондрам железоникелевых сплавов, ассоциируя с кроншtedтитом, филлосиликатом, магнетитом (Hewins et al., 2014; Suttle et al., 2021). Ферроточилинит в парагенезисе с кроншtedтитом, серпентинами, бруситоподобной фазой был получен и в ряде экспериментов по его синтезу (Peng, Jing, 2014; Vacher et al., 2019).

В процессе водного изменения ультраосновных пород в условиях высокой активности  $CO_2$  в ассоциации с точилинитом широко развиты карбонаты Mg, Fe, Ca. Например, в серпентинизированных дунитах Монтекастелли точилинит замещает брусит совместно с пирроауритом, артинитом или гидромагнезитом (Boschi et al., 2017). В кимберлитах Якутии “сажеподобный” точилинит в сопровождении хризотила отлагается на кальците (Никишова и др., 1983). В родингитах Баженовского месторождения хризотил-асбеста точилинит нарастает на кристаллы кальцита, отложенные после брусита

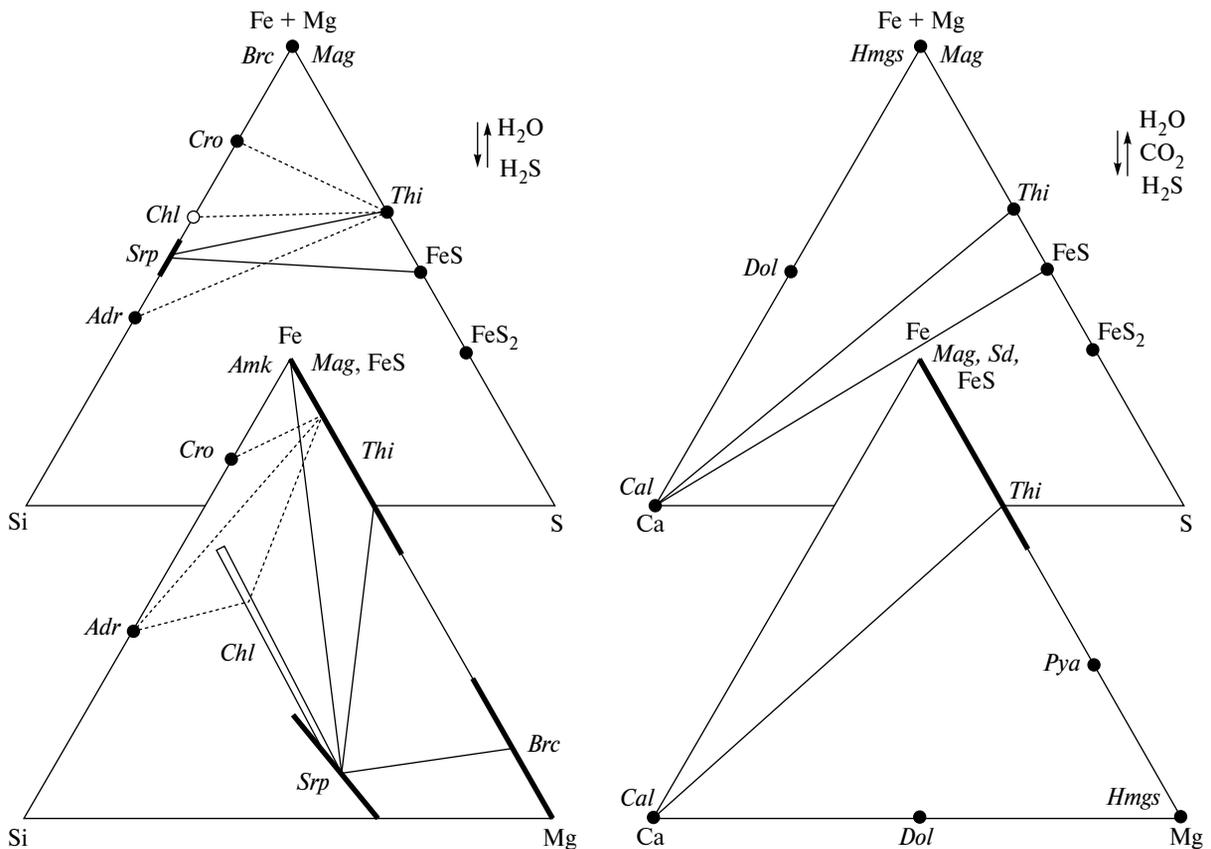
(Попов, 1995). Схожий процесс мы наблюдали в брекчированных серпентинитах Верхне-Иусской площади и в Хабаровинском массиве, где кальцит совместно с точилинитом замещают брусит. В матрице углистых хондритов, испытавших гидратацию, ферроточилинит сростается с серпентином, кальцитом, доломитом в присутствии Fe-Ni сульфида, магнетита (Lindgren et al., 2020; Farsang et al., 2021 и др.).

Данный обзор позволяет выделить ряд устойчивых парагенезисов (рис. 6а): *Thi + Srp* ± (*Brc*, *Mag*, FeS) для магниальной и *Thi + Cro* ± (*Amk*, *Mag*) для железистой системы. С повышением активности CO<sub>2</sub> реализуются парагенезисы (рис. 6б): *Thi + Pya*(*Hmgs*); *Thi + Cal* ± (*Mag*, FeS). Из диаграмм также следует наличие разрешенного парагенезиса *Thi + Chl + Adr*, на который указано в работах (Beard, Hopkinson, 2000; Kelemen et al., 2021), и запрещенного – *Thi + FeS<sub>2</sub>*.

#### Условия образования точилинитов

Основными параметрами, определяющими поле стабильности точилинитов, являются концентрация сульфидной серы (H<sub>2</sub>S<sup>0</sup> или HS<sup>-</sup>) в растворе и температура (Zolensky, 1984; Zolensky et al., 1989, 1997; Browning, Bourcier, 1996; Kozerenko et al., 2001; Tonui et al., 2014; Vacher et al., 2019). При концентрации S<sup>2-</sup> между 10<sup>-3</sup> и 10<sup>-5</sup> моль/л ферроточилинит стабилен от 80 до 130°C. Выше этой температуры стабильным является минерал с переменным содержанием магния в диапазоне от 0.26 *nMg* при 160–180°C до 0.66 при 200°C (*nMg* = *Mg*/5 из расчета минерала на 6 ф.к. S). Выше ~320°C эксперименты по нагреву показали, что точилинит разлагается до троилита.

Ранее, используя данные по восьми средним составам синтетических точилинитов с величиной *nMg* в диапазоне 0.00–0.66, было предложено уравнение линейной регрессии между температурой и содержанием магния, которое может быть



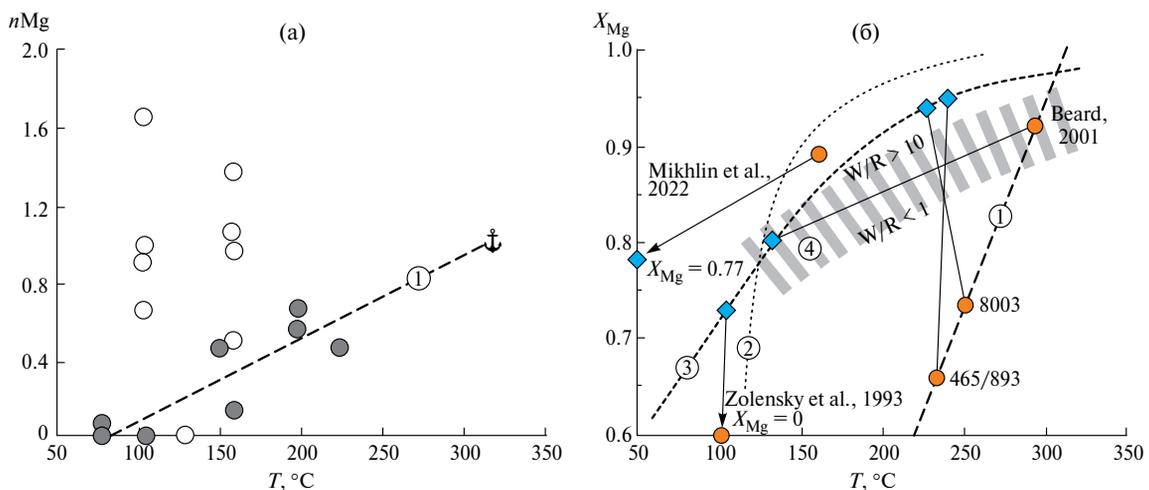
**Рис. 6.** Диаграммы состав–парагенезис (ат. %) в присутствии H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S.

*Adr* – андрадит, *Amk* – амакинит Fe(OH)<sub>2</sub>, *Mag* – магнетит, *Cal* – кальцит, *Chl* – филосиликат, подобный хлориту (выделен незалитым кружком по причине неполного соответствия состава компонентам, обозначенным на диаграмме), *Cro* – кроншtedтит, *Dol* – доломит, *Hmgs* – гидромагнетит, *Kam* – камасит, *Pya* – пироаурит, *Pyh* – пирротин, *Sd* – сидерит, *Srp* – серпентин, *Thi* – точилинит. Сплошными конодами показаны парагенезисы в магниальной, пунктирными – в железистой системах.

использовано в качестве геотермометра (Vacher et al., 2019). Данная регрессия предполагает, что точилинит с  $nMg = 1$  (рис. 7а) будет характеризовать пороговую температуру 320°C, выше которой этот минерал разлагается (Kozerenko et al., 2001). Включение в выборку на основе работы (Vacher et al., 2019) такого теоретического состава в качестве “якоря” повышает коэффициент линейной корреляции  $T (°C) = 206.1 \times nMg + 93.5$  ( $R^2 = 0.86$ ) и, напротив, добавка дополнительных составов с  $nMg$  0.00 и 0.51 (Bolney et al., 2022) и  $nMg$  0.65–1.65 (Peng et al., 2007; Mikhlin et al., 2023) демонстрирует отсутствие корреляционной связи  $nMg-T (°C)$ . Причину этого мы видим в несоответствии большей части синтетических составов стехиометрии точилинита. Такие составы должны рассматриваться в качестве точилиноподобных фаз или материалов с общей формулой  $m(Fe_{1-x}S) \cdot n(Mg,Fe,Al)(OH)_2$ . В этой связи мы видим перспективы разработки данного геотермометра, но при строгом отборе материала, соответствующего стехиометрии точилинита.

В то же время магний в точилините входит в структуру бруситоподобного слоя, а положительная корреляция  $X_{Mg}-T (°C)$  в брусите предсказана и смоделирована (Page, 1967; Bach, Klein, 2009; McCollom, Bach, 2009; Klein et al., 2009, 2014). Это может являться доводом в пользу возможности положительной корреляции  $X_{Mg}-T (°C)$  в бруситоподобном слое точилинита. На рис. 7б показаны расчетные и эмпирические температурные зависимости для обоих минералов. Их отличие заключается

в том, что магнезиальность бруситоподобного слоя точилинита всегда ниже магнезиальности брусита при заданной температуре и лишь вблизи критической точки в 320°C они становятся близки или равны. В этой связи интересно проследить корреляцию между составами обеих фаз в природных и искусственных обстановках. Например, имеются указания на присутствие брусита с величиной  $X_{Mg} = 0.6-0.8$  в геологическом разрезе лизардит-хризотилowych серпентинитов, образованных ниже 200°C, и точилинита  $X_{Mg} = 0.89-0.93$  в серпентинитовых брекчиях выше по разрезу (Beard, Norkinson, 2000). На рис. 7б их составы нанесены на экспериментальные температурные зависимости и соединены конодами. Аналогичным способом показаны составы точилинита, полученного в ходе эксперимента при 160°C, и его побочного продукта – брусита, образованного при комнатной температуре (Mikhlin et al., 2023). В обоих примерах имеем значительный разрыв по температуре между бруситом и точилинитом, предполагающий отсутствие физико-химического равновесия между фазами, что подтверждается их разобщенностью в геологическом пространстве и продуктах эксперимента. Напротив, позиция составов точилинита и брусита в безмагнетитовом лизардитовом серпентините Хабаровинского массива и в карбонатизированном магнетитовом лизардит-антигоритовом серпентините Верхне-Иусской площади указывает на их равновесие в температурном интервале 230–250°C. Равновесие около 100°C демонстрирует позиция составов ферроточилинита и брусита



**Рис. 7.** Содержание магния ( $nMg$ ) в синтетическом точилините и точилиноподобных фазах как функция температуры (а) и зависимость магнезиальности ( $X_{Mg}$ ) от температуры для точилинита и брусита (б).

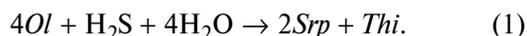
Кружки – составы точилинита и точилиноподобных фаз (залитые по (Vacher et al., 2019), незалитые по (Peng et al., 2007, Bolney et al., 2022, Mikhlin et al., 2022)), оранжевые – наши данные с номерами проб), ромбы – составы брусита. Прерывистыми линиями показаны корреляционные зависимости: (1) – для точилинита (Vacher et al., 2019), (2) – брусита (Page, 1967), (3) – брусита (Bach, Klein, 2009), (4) – брусита при варьирующем значении вода/порода (Klein et al., 2009). Конодами соединены средние составы точилинита и брусита в образцах.  $W/R$  – соотношение вода/порода.

( $X_{Mg} = 0.0$  и  $0.7$  соответственно) в метеорите Y-82162 (Zolensky et al., 1993). Полученные зависимости между бруситом и точилинитом подтверждаются петрографическими наблюдениями, указывающими как на их одновременное образование, так и разновременное.

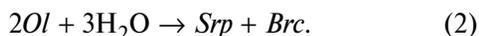
#### Генезис точилинитов

Литературный обзор совместно с полученными нами данными указывают на появление точилинита в связи с гидратацией пород ультраосновного состава в ходе их выведения на поверхность (регрессивный тренд) либо нагреве в условиях целолитовой-зеленосланцевой фации метаморфизма (прогрессивный тренд). Источником серы служат либо магматогенные сульфиды материнских пород, сульфиды или сульфаты пород окружения, либо ювенильные, седиментогенные и иные воды.

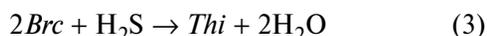
Воздействие восстановленного сернистого флюида на ультраосновные породы может быть описано реакцией:



Данная реакция предполагает совместную кристаллизацию точилинита и серпентина с образованием точилинит-серпентиновых агрегатов. В зависимости от условий гидратации, например значений pH, влияющих на растворимость Si и соотношения Mg/Si или Fe/Si в исходных растворах, точилинит и серпентин образуют либо отдельные фазы, либо TSI (Peng et al., 2007). В случае низкой активности  $SiO_2$  и низкой концентрации серы закономерным продуктом водного изменения оливина является “железистый” брусит, конкурирующий с точилинитом в составе апооливиновых псевдоморфоз:



Он же является наиболее ранней фазой, находящейся в метастабильном равновесии (Klein et al., 2009) и впоследствии расходуемой на формирование точилинита в соответствии с реакцией:



или точилинита совместно с новообразованным “магнезиальным” бруситом:



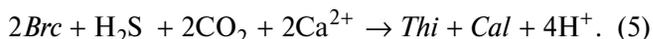
Реакция (3') объясняет появление точилинита с бруситом, магнезиальность которого превышает таковую в петельчатом серпентине, что мы наблюдали в наших образцах. Кроме того, реакции (3) и (3') позволяют предположить образование

точилинита в результате воздействия сернистого флюида на бруситовые серпентиниты или бруситовые скарны.

Повышенное давление  $CO_2$  во флюиде способствует развитию наравне с точилинитом карбонатов или гидрокарбонатов Mg, Fe, Ca. Примеры таких реакций приведены ниже.



или



Образование точилинита в процессе гидратации каменных метеоритов при нагреве также связывают с сернистыми флюидами (Schulte, Shock, 2004; Palmer, Lauretta, 2011). Отличие заключается в том, что с сернистым щелочным флюидом первыми реагируют силикатное стекло и камасит. В зависимости от микрохимической среды и локальной активности Si, Fe, S образуется богатый никелем ферроточилинит в сростаниях с кроншtedтитом или магнетитом (Palmer, Lauretta, 2011; Suttle et al., 2021):



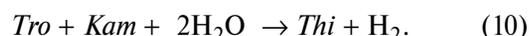
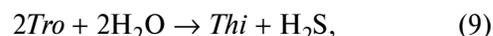
В дальнейшем с повышением температуры запускается процесс изменения оливина, приводящий к росту содержания магния в точилините и кроншtedтите:



Взаимодействие относительно восстановленного водного флюида с пирротиним сульфидоносных ультраосновных пород в процессе ранней серпентинизации может вызвать его замещение точилинитом или растворение с формированием ореолов точилинитизации в соответствии с реакцией:



В углистых хондритах взаимодействие водного флюида с троилитом и камаситом также предполагает появление точилинита:



Отражением рассмотренных вариантов образования точилинита является его локализация на месте и вблизи выделений сульфидов либо формирование обширных ореолов, линейных и сетчатых зон точилинитизации в серпентинитах, отражающих пути миграции флюида. Они же описывают

появление точилинита в ультраосновных породах Урала и Западной Сибири. В Уктусском массиве точилинит образует псевдоморфозы по пирротину с ореолом рассеяния, ограниченным первыми десятками миллиметра вокруг протосульфида, что позволяет предположить его образование в соответствии с реакцией (8). В Хабаровинском массиве отмечается формирование обширных ореолов рассеяния точилинита в аподунитовых серпентинитах и формирование в структуре гипербазитового массива точилинитсодержащих горизонтов в результате миграции сернистого флюида в соответствии с реакцией (1) или (3). Источником серы могли являться магматогенные сульфиды ультраосновных пород, на что указывает наличие следов их частичного растворения. Они же могли продуцировать ферроточилинит и сернистый флюид в соответствии с реакцией (9). Растворение сульфидов и отложение точилинита могут влиять на качество руд, их обогатимость, а также играть важную роль в перераспределении благородных металлов (Au, Ag, PGE).

В дунитах горы Косьвинский Камень (Кытлымский массив) источником сернистого флюида являлся ангидрит, входящий в состав встречающихся здесь плагиоклазитовых жил (Иванов и др., 2010; Прибавкин и др., 2018). Взаимодействие ангидрита с метаном – газом, образующимся как в мантийных, так и в коровых условиях, в частности при ранней серпентинизации ультрабазитов (Etiope, Sherwood Lollar, 2013; Прибавкин и др., 2018; Чашухин и др., 2020), продуцировало образование кальцита и водного флюида, богатого сероводородом ( $\text{CaSO}_4 + \text{CH}_4 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{S} + \text{H}_2\text{O}$ ). Последний, мигрируя за пределы тел плагиоклазитов, согласно реакции (1), может сформировать ореол точилинитизации и иной низкотемпературной сульфидной минерализации.

В серпентините Верхне-Иусской площади первичные сульфиды отсутствуют. Точилинит ассоциирован с кальцитовыми прожилками, что предполагает присутствие S,  $\text{CO}_2$  в водном флюиде и высокое соотношение в нем  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ . Брусит в таких серпентинитах является реликтовой фазой, расходуемой на образование точилинит-кальцитового парагенезиса, согласно реакции (5).

Имеются указания на связь точилинита с выветриванием ультраосновных пород, включая деятельность микроорганизмов (Boschi et al., 2017; Templeton et al., 2021; Kelemen et al., 2021). Например, формирование точилинита в коре выветривания офиолита Семаил предполагается в результате транспортировки растворенного сульфата из окисленной “красной” зоны вниз по разрезу до тех пор, пока флюиды не восстановятся и в осадок не выпадут сульфиды в восстановленной “черной” зоне серпентинитов (Kelemen et al., 2021). Формированию точилинита в коре выветривания, с одной

стороны, не противоречит и его ассоциация с гидромагнетитом, пироауритом в минерализованных трещинах (Boschi et al., 2017). С другой стороны, нельзя исключать и возможность наличия в коре выветривания реликтов более ранних изменений, связанных с петельчатой серпентинизацией перидотитов (Beard, Hopkinson, 2000).

## ВЫВОДЫ

В ряде крупных массивов ультраосновных пород Урала и в серпентинитах из фундамента Западно-Сибирской плиты отмечено наличие минералов ряда точилинит–ферроточилинит. Впервые установлен обширный стометровый ореол точилинитизации в составе метадунитов из офиолитового дунит-гарцбургитового комплекса Хабаровинского массива. В Кытлымском и Уктусском массивах Урало-Аляскинского типа эти минералы спорадически входят в состав ранних или поздних поколений прожилков петельчатого серпентина, а в образце серпентинита из фундамента Западно-Сибирской плиты – в состав поздних карбонатных прожилков. Литературный обзор находок точилинитов и сделанные нами наблюдения позволяют согласиться с мнением Джеймса Бирда (Beard, 2001), что эти минералы, по-видимому, не являются минералогической диковинкой, а являются обычным явлением и основными поглотителями серы в процессе ранней петельчатой серпентинизации перидотитов.

Исследование химического состава точилинитов подтверждает широкие вариации содержаний Fe и Mg в составе бруситоподобного слоя минерала, что позволяет выделять минеральные виды: точилинит и ферроточилинит. Богатые кремнием составы могут рассматриваться как “композиты”, состоящие из перемежающихся слоев точилинита и серпентина в различных пропорциях. Подтверждена возможность вхождения хрома в гидроксидный слой точилинита.

Основываясь на петрографических наблюдениях, предложены химические реакции и механизмы, ведущие к образованию точилинитов в перидотитах и каменных метеоритах при их низкотемпературной гидратации.

Представляется перспективным направление развития точилинитовой геотермометрии при условии учета химического состава минерала и его взаимоотношений с бруситом. Остаются неразработанными вопросы перераспределения благородных металлов в процессе точилинитизации сульфидных руд.

*Благодарности.* Авторы благодарят научных сотрудников ИГГ УрО РАН и ЦКП “Геоаналитик” Л.В. Леонову, Е.А. Панкрушину, С.В. Лепеху за проведение лабораторных работ и интерпретацию

полученных результатов; рецензентов за советы и замечания, которые позволили существенно улучшить работу.

*Источники финансирования.* Работа выполнена по госбюджетной теме № 123011800009-9.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Александров С.М., Сенин В.Г.* Генезис и состав сульфидной минерализации и ее видоизменение в магнезиальных скарнах // *Геохимия*. 2005. № 6. С. 614–633.

*Варлаков А.С.* Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 239 с.

*Варлаков А.С., Котляров В.А., Никольская Н.Е.* Точилинит как продукт серпентинизации ультраосновных пород // *Уральская минералогическая школа*. 1995. № 4. С. 68–80.

Геология, петрогеохимия и хромитонность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала / Под ред. Д.Е. Савельева, В.И. Сначева, Е.Н. Савельевой, Е.А. Бажина. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.

*Иванов О.К., Силаев В.И., Филиппов В.Н.* Кальцитовые карбонатиты дунит-габбро-плагиогранитной формации Платиноносного пояса Урала как результат кристаллизационной дифференциации плагиоклазитов // *Уральский геологический журнал*. 2010. № 4. С. 19–40.

*Иванов О.К., Силаев В.И., Филиппов В.Н.* Сульфат-форстерит из сульфидизированных дунитов Косьвинского массива, Урал // *Уральский геологический журнал*. 2011. № 2. С. 17–32.

*Ефимов А.А., Ефимова Л.П.* Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 340 с.

Минералогия Урала. Оксиды и гидроксиды / Под ред. А.Ф. Бушмакина, О.К. Иванова, В.И. Поповой, Б.В. Чеснокова. Екатеринбург – Миасс: УрО РАН, 2007. Ч. 2. 288 с.

*Никишова Л.В., Корнилова В.П., Шамшина Э.А.* Точилинит и пирроаурит – шегренит – минералы с “гибридной структурой” в кимберлитовых породах Якутии // *ЗВМО*. 1983. Ч. СХІІ. Вып. 5. С. 614–620.

*Органова Н.И., Генкин А.Д., Дриц В.А. и др.* Точилинит – новый сульфид-гидроокисел железа и магния // *ЗВМО*. 1971. Ч. С. Вып. 4. С. 477–487.

*Органова Н.И., Дриц В.А., Дмитрик А.Л.* Структурное исследование точилинита. 1. Изометрическая разновидность // *Кристаллография*. 1972. Т. 17. Вып. 4. С. 761–767.

*Органова Н.И., Дриц В.А., Дмитрик А.Л.* Структурное исследование точилинита. 2. Игольчатая разновидность. Необычные дифракционные

картины // *Кристаллография*. 1973. Т. 18. Вып. 5. С. 960–965.

*Органова Н.И., Горшков А.И., Диков Ю.П. и др.* Новое о точилините // *Изв. АН СССР. Сер. геолог.* 1988. № 6. С. 84–98.

*Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И.* Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 173 с.

*Пеков И.В., Середа Е.В., Полеховский Ю.С. и др.* Ферроточилинит  $6\text{FeS}\cdot 5\text{Fe}(\text{OH})_2$  – новый минерал из Октябрьского месторождения (Норильский район, Сибирь, Россия) // *Зап. РМО*. 2012. Ч. СХLІ. № 4. С. 1–11.

Петрология постгарцбургитовых интрузивов кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал) / Под ред. П.А. Балькина, Э.Г. Конникова, А.П. Кривенко и др. Свердловск: УрО РАН СССР, 1991. 161 с.

*Попов В.А.* Точилинит, двойники диопсида, брусита, хабазита и гармотома из родинитов Баженовского месторождения // *Уральский минералогический сборник*. 1995. № 5. С. 139–144.

*Прибавкин С.В., Панкрушина Е.А., Михеева А.В., Готтман И.А.* Карбонатные гидротермально-метасоматические образования Косьвинского Камня (Северный Урал): продукты термохимической сульфатредукции ангидрита // *Ежегодник-2017*. Тр. ИГГ УрО РАН. 2018. Вып. 165. С. 156–161.

*Пушкарев Е.В.* Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 291 с.

*Спиридонов Э.М., Гриценко Ю.Д.* Эпигенетический низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация в Норильском рудном поле. М.: Научный мир, 2009. 218 с.

*Чащухин И.С., Гмыра В.Г., Лагутина М.В., Пальгуева Г.В.* Троилит и точилинит сульфидоносных дунитов Кемпирсайского массива // *Региональная минералогия Урала*. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. Т. 1. С. 42–45.

*Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Панкрушина Е.А.* Первая находка метана в оливинизированных серпентинизацией ультрамафитов // Тр. Фермановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. 17. С. 543–546.

*Штейнберг Д.С., Чащухин И.С.* Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.

*Ярославцев Г.В.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Верхне-Макаровской площади в пределах листов О-41-109-Г, О-41-110-В-в, г; О-41-122-А-а, б; О-41-121-В; О-41-121-Г-б, г; О-41-133-Б-б и общие поиски на площади ГДП и в пределах листов О-41-121-А-б; О-41-121-Г-а. Отчет

Мраморской ГСП за 1989–1994 гг. Екатеринбург, 1995.

*Bach W., Klein F.* The petrology of seafloor rodingites: Insights from geochemical reaction path modeling // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 103–117.

*Beard J.S.* Occurrence and composition of tochilinite and related minerals in Site 1068 serpentinites / Eds. M.O. Beslier, R.B. Whitmarsh., P.J. Wallace, J. Girardeau. Proc. ODP, Sci. Results. 2001. V. 173. P. 1–9.

*Beard J.S., Hopkinson L.* A fossil, serpentinization-related hydrothermal vent, Ocean Drilling Program Leg 173, Site 1068 (Iberia Abyssal Plain): Some aspects of mineral and fluid chemistry // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № B7. P. 16,527–16,539.

*Bolney R., Grosch M., Winkler M. et al.* Facile synthesis and characterization of pure tochilinite-like materials from nanoparticulate FeS // *Z. Anorg. Allg. Chem.* 2022. e202200219.

*Boschi C., Dini A., Baneschi I. et al.* Brucite-driven CO<sub>2</sub> uptake in serpentinized dunites (Ligurian Ophiolites, Montecastelli, Tuscany) // *Lithos*. 2017. V. 288–289. P. 264–281.

*Browning L.B., Bourcier W.L.* Tochilinite: A sensitive indicator of alteration conditions on the CM asteroidal parent body // *Proceedings, 44th Lunar and Planet. Sci. Conf.* 1996. P. 171–172.

*Chukanov N.V.* Infrared spectra of mineral species. Vol. 1 – Springer Geochemistry/Mineralogy. Netherlands: Springer, 2014. 1726 p.

*Encheva S., Yanakieva D., Petrov P., Gospodinov N.* Tochilinite from the Yakovitsa ultramafic massif, SE Rhodopes – a new mineral for Bulgaria // *National Conference with international participation “GEOSCIENCES 2016”*. Bulgarian Geol. Soc. 2016. P. 25–26.

*Etioppe G., Sherwood Lollar B.* Abiotic methane on Earth // *Rev. Geophys.* 2013. V. 51. P. 276–299.

*Farsang S., Franchi I.A., Zhao X. et al.* Carbonate assemblages in Cold Bokkeveld CM chondrite reveal complex parent body evolution // *Meteor. Planet. Sci.* 2021. V. 56. № 4. P. 723–741.

*Frost R.* On the stability of sulfides, oxides, and native metals in serpentinite // *J. Petrol.* 1985. V. 26. Iss. 1. P. 31–63.

*Haack H., Grau T., Bischoff A. et al.* A new CM fall from Denmark // *Meteor. Planet. Sci.* 2012. V. 47. № 1. P. 30–50.

*Harris D.C., Vaughan D.J.* Two fibrous iron sulfides and valleriite from Cyprus with new data on valleriite // *Amer. Mineral.* 1972. V. 57. P. 1037–1052.

*Hewins R.H., Bourot-Denise M., Zanda B. et al.* The Paris meteorite, the least altered CM chondrite so far // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2014. V. 124. P. 190–222.

*Jambor J.L.* New occurrences of the hybrid sulphide tochilinite // *Geol. Surv. Can.* 1976. Paper 76-1B. P. 65–69.

*Kelemen P.B., Leong J.A., de Obeso J.C. et al.* Initial results from the Oman Drilling Project Multi-Borehole Observatory: Petrogenesis and ongoing alteration of mantle peridotite in the weathering horizon // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2021. V. 126. Iss. 12. e2021JB022729.

*Klein F., Bach W., Jöns N. et al.* Iron partitioning and hydrogen generation during serpentinization of abyssal peridotites from 15°N on the Mid-Atlantic Ridge // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2009. V. 73. P. 6868–6893.

*Klein F., Bach W., Humphris S.E. et al.* Magnetite in seafloor serpentinite – Some like it hot // *Geology.* 2014. V. 42. № 2. P. 135–138.

*Kozerenko S.V., Organova N.J., Fadeev V.V. et al.* Tochilinite produced in laboratory // *Lunar and Planetary Science Conference.* 1996. V. 27. Pt. 2. P. 695–696.

*Kozerenko S.V., Fadeev V.V., Organova N.I. et al.* Synthesis, formation conditions and crystallochemistry of tochilinites – Iron, magnesium and sodium hydroxide-sulfides // *Exp. Geosci.* 2001. 10. P. 57–58.

*Lindgren P., Lee M.R., Sparkes R. et al.* Signatures of the post-hydration heating of highly aqueously altered CM carbonaceous chondrites and implications for interpreting asteroid sample returns // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2020. V. 289. P. 69–92.

*Mackinnon I.D.R., Zolensky M.E.* Proposed structures for poorly characterized phases in C2M carbonaceous chondrite meteorites // *Nature.* 1984. V. 309. P. 240–242.

*Matsubara S., Kato A.* Tochilinite in ultrabasic rock from Kurotani, Gifu Prefecture, Central Japan // *Bull. Natn. Sci. Mus., Tokyo, Ser. C.* 1992. V. 18. № 4. P. 117–120.

*McCullom T.M., Bach W.* Thermodynamic constraints on hydrogen generation during serpentinization of ultramafic rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2009. V. 73. P. 856–875.

*Nickel E.H., Hudson D.R.* The replacement of chrome spinel by chromian valleriite in sulphide-bearing ultramafic rocks in Western Australia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 55. P. 265–277.

*Mikhlin Y.L., Borisov R.V., Bayukov O.A. et al.* Facile synthesis and selected characteristics of two-dimensional material composed of iron sulfide and magnesium-based hydroxide layers (tochilinite) // *New J. Chem.* 2023. V. 47. P. 11869–11881.

*Muramatsu Y., Nambu M.* Tochilinite and cuprian tochilinite from the Kamaishi mine, Iwate prefecture, Japan // *J. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.* 1980. V. 76. P. 377–384.

- Nakamura T., Nakamura Y.* X-ray study of PCP from the Murchison CM carbonaceous chondrite // Proc. NIPR Symp. Antarctic Meteorites. 1996. № 9. P. 37–50.
- Page N.J.* Serpentinization at Burro Mountain, California // Contrib. Mineral. Petrol. 1967. V. 14. P. 321–342.
- Palmer E.E., Lauretta D.S.* Aqueous alteration of kamacite in CM chondrites // Meteor. Planet. Sci. 2011. V. 46. P. 1587–1607.
- Peng Y., Jing Y.* Hydrothermal preparation of analogous matrix materials of carbonaceous chondrites from metal alloy particles // Meteor. Planet. Sci. 2014. V. 408. P. 252–262.
- Peng Y., Xu L., Xi G. et al.* An experimental study on the hydrothermal preparation of tochilinite nanotubes and tochilinite–serpentine intergrowth nanotubes from metal particles // Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. P. 2858–2875.
- Pignatelli I., Marrocchi Y., Mugnaioli E. et al.* Mineralogical, crystallographic and redox features of the earliest stages of fluid alteration in CM chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2017. V. 209. P. 106–122.
- Schulte M., Shock E.* Coupled organic synthesis and mineral alteration on meteorite parent bodies // Meteor. Planet. Sci. 2004. V. 39. № 9. P. 1577–1590.
- Suttle M.D., King A.J., Schofield P.F. et al.* The aqueous alteration of CM chondrites, a review // Geochim. Cosmochim. Acta. 2021. V. 299. P. 219–256.
- Templeton A.S., Ellison E.T., Glombitza C. et al.* Accessing the subsurface biosphere within rocks undergoing active low-temperature serpentinization in the Samail ophiolite (Oman Drilling Project) // J. Geophys. Res. 2021. V. 126. e2021JG006315.
- Tomeoka K., Buseck P.R.* Indicators of aqueous alteration in CM carbonaceous chondrites: microtextures of a layered mineral containing Fe, S, O and Ni // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. P. 2149–2163.
- Tonui E.K., Zolensky M., Hiroi T. et al.* Petrographic, chemical and spectroscopic evidence for thermal metamorphism in carbonaceous chondrites I. Cl and CM chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2014. V. 126. P. 284–306.
- Van de Vusse R., Powell R.* The interpretation of pyrrhotine-pentlandite-tochilinite-magnetite-magnesite textures in serpentinites from Mount Keith, Western Australia // Mineral. Mag. 1983. V. 47. P. 501–505.
- Vacher L.G., Truche L., Faure F. et al.* Deciphering the conditions of tochilinite and cronstedtite formation in CM chondrites from low temperature hydrothermal experiments // Meteor. Planet. Sci. 2019. V. 54. № 8. P. 1870–1889.
- Warr L.N.* IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineral. Mag. 2021. V. 85. P. 291–320.
- Zolensky M.E.* Hydrothermal alteration of CM carbonaceous chondrites: implications of the identification of tochilinite as one type of meteoritic PCP // Meteoritics. 1984. V. 19. P. 346–347.
- Zolensky M., Barrett R., Browning L.* Mineralogy and composition of matrix and chondrule rims in carbonaceous chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P. 3123–3148.
- Zolensky M.E., Mackinnon I.D.R.* Microstructures of cylindrical tochilinites // Amer. Mineral. 1986. V. 71. P. 1201–1209.
- Zolensky M.E., Bourcier W.L., Gooding J.L.* Aqueous alteration on the hydrated asteroids: Results of EQ3/6 computer simulations // Icarus. 1989. V. 78. P. 411–425.
- Zolensky M.E., Mittlefehldt D.W., Lipschutz M.E. et al.* CM chondrites exhibit the complete petrologic range from type 2 to 1 // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 5099–5115.

## Minerals of the Tochilinite-Ferrotchilinite Series from Rocks of the Urals and Trans-Urals: Mineral Associations, Chemical Composition, Genesis

S. V. Pribavkin<sup>1</sup>, E. V. Pushkarev<sup>1</sup>, I. S. Chashchukhin<sup>1</sup>, Yu. V. Erokhin<sup>1</sup>, A. V. Korovko<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, Yekaterinburg, Russia*

The paper presents the results of studying the scarce iron–magnesium sulfide-hydroxides of the tochilinite-ferrotchilinite series with the ideal formula  $6\text{FeS}\cdot 5\text{Mg}(\text{OH})_2$ . These minerals are formed during serpentinization of ultrabasites of different nature and were described in peridotites of the Kempirsai, Khabarny, Kytlym and Uktus massifs in the Urals and the Verkhne-Iusskaya area of the Shaim petroleum region of Western Siberia. The aim of this work is to examine the poorly studied chemical composition of tochilinite, to determine its mineral associations and conditions of formation. The minerals were analyzed by optical and electron scanning microscopy, Raman and IR spectroscopy. Based on the magnesium number ( $X_{\text{Mg}}$ ), the minerals could be divided into tochilinite and ferrotchilinite. High-Mg minerals ( $X_{\text{Mg}} = 0.73\text{--}0.79$ ) are found in the Uktus massif and in the Verkhne-Iusskaya area, and low-Mg varieties ( $X_{\text{Mg}} = 0.15\text{--}0.38$ ) occur in the Khabarny and Kytlym massifs. The presence of mixed-layer phases represented by the alternation of nano-scale layers of tochilinite or ferrotchilinite with serpentine is assumed. The chromium-bearing varieties of tochilinite are noted. Mechanisms and chemical reactions leading to the formation of tochilinites during the low-temperature transformation of peridotite in the presence of water are discussed. In most cases, this is the interaction of metamorphic water with magmatic sulfides during the serpentinization of peridotite, or the influence of sedimentary or another waters containing dissolved sulfur on them. It is concluded that tochilinite served as a sulfur absorbent during early reticulate serpentinization of ultramafic rocks. Tochilinite could be used as a promising geothermometer for low-temperature ultramafic mineral assemblages.

*Keywords:* dunite, peridotite, tochilinite, ferrotchilinite, brucite, serpentine, genesis

УДК 552.11

## ОСОБЕННОСТИ ВСТРЕЧНОЙ ХИМИЧЕСКОЙ ДИФФУЗИИ ПЕТРОГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ ( $\text{SiO}_2$ , $\text{Al}_2\text{O}_3$ , $\text{Na}_2\text{O}$ , $\text{CaO}$ , $\text{MgO}$ , $\text{FeO}$ ) И АНИОНА $\text{CO}_3^{2-}$ ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ БАЗАЛЬТОВЫХ И КИМБЕРЛИТОВЫХ РАСПЛАВОВ ПРИ $P$ – $T$ ПАРАМЕТРАХ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ)

© 2025 г. Э. С. Персиков<sup>а, \*</sup>, П. Г. Бухтияров<sup>а, \*\*</sup>, А. Г. Сокол<sup>б, \*\*\*</sup>,  
А. Н. Некрасов<sup>а, \*\*\*\*</sup>, Д. М. Султанов<sup>а, \*\*\*\*\*</sup>

<sup>а</sup>Институт экспериментальной минералогии имени Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, Московская обл., Россия

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

e-mail: \*persikov@iem.ac.ru, \*\* pavel@iem.ac.ru, \*\*\* sokola@igm.nsc.ru,

\*\*\*\* alex@iem.ac.ru, \*\*\*\*\*Dilshod.Soultanov@iem.ac.ru

Поступила в редакцию 25.07.2024 г.

После доработки 09.09.2024 г.

Принята к публикации 19.09.2024 г.

Получены новые результаты экспериментальных исследований особенностей встречной химической диффузии главных петрогенных компонентов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ) и аниона  $\text{CO}_3^{2-}$  при взаимодействии базальтовых и кимберлитовых расплавов при давлениях на уровне мантии. Исследования проводились методом диффузионных пар с использованием оригинальной установки высокого давления типа разрезная сфера “БАРС” при 5.5 ГПа и 1850°C. Показано, что скорость встречной химической диффузии всех основных компонентов расплавов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ) и аниона  $\text{CO}_3^{2-}$  практически идентична при взаимодействии модельных базальтовых и кимберлитовых карбонатсодержащих расплавов и примерно на порядок величины больше скорости диффузии этих компонентов при взаимодействии таких расплавов при умеренных давлениях (100 МПа). Равные скорости диффузии  $\text{CaO}$  и аниона  $\text{CO}_3^{2-}$  свидетельствуют о сохранении минального характера диффузии карбоната  $\text{CaCO}_3$  из кимберлитового в базальтовый (модельный и природный) расплав и при столь высоком давлении. Диффузионная картина существенно меняется при взаимодействии расплава природного магнезиального базальта и модельного кимберлита, как это имело место при взаимодействии таких расплавов при умеренных давлениях. При этом, наряду с минальной диффузией кальцита в магнезиальный базальт, скорости диффузии остальных компонентов расплавов становятся существенно выше. Установлена слабая экспоненциальная концентрационная зависимость всех диффундирующих компонентов, которая близка к  $D_i = \text{const}$  и которая имела место при взаимодействии таких расплавов при умеренных давлениях.

*Ключевые слова:* химическая многокомпонентная диффузия, расплавы базальта, расплав модельного кимберлита, высокое давление и температура

DOI: 10.31857/S0869590325020055 EDN: UHHJMK

### ВВЕДЕНИЕ

Диффузия компонентов в силикатных расплавах играет решающую роль во множестве магматических процессов. Многие силикатные расплавы, представляющие геологический интерес, состоят из восьми или более оксидных компонентов (например:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ ). Следовательно, диффузия в

таких расплавах всегда носит многокомпонентный характер. Многокомпонентная химическая диффузия включает в себя массовые потоки, управляемые градиентами химического потенциала, и является важным механизмом массопереноса для многих транспортных процессов. Поскольку диффузия играет решающую роль во многих геологических процессах (Bowen, 1921), геологи и геохимики часто применяют диффузионные данные

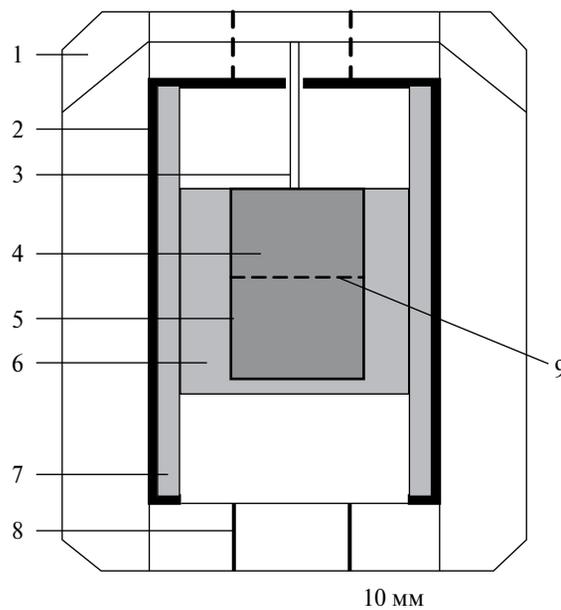
при разработке моделей в ряде проблем, включая смешивание магм разного состава, особенности загрязнения магмы вмещающими породами, рост и растворение минералов в магме, контроль размеров пузырьков в вулканических породах и процессов, влияющих на характер вулканических извержений. Одной из основных проблем, связанных с многочисленными приложениями данных о диффузии, является получение надежных экспериментальных данных (например, Liang, 2010). Особенности многокомпонентной химической диффузии петрогенных и летучих компонентов при взаимодействии магматических расплавов изучены недостаточно (Richter et al., 1998; Baker, 1990, 1991, 1992; Watson, Baker, 1991; Watson, 1994; Kress, Ghiorso, 1995; Guo, Zhang, 2016). Большинство опубликованных работ по химической диффузии петрогенных компонентов в магматических расплавах выполнены методом растворения минералов (Watson, Baker, 1991 и др.). Тогда как исследования химической встречной диффузии этих компонентов непосредственно в расплавах крайне ограничены (Yoder, 1973; Watson, Baker, 1991; Персиков и др., 2011). И практически отсутствуют данные по многокомпонентной химической диффузии компонентов при взаимодействии базальтовых и ультраосновных карбонатсодержащих магм. В недавней нашей работе впервые получены экспериментальные данные по многокомпонентной химической диффузии при взаимодействии базальтовых и ультраосновных карбонатсодержащих расплавов при умеренных давлениях (Persikov et al., 2022). В настоящей работе методом диффузионных пар с использованием оригинальной установки высокого давления типа разрезная сфера “БАРС” получены новые экспериментальные данные по встречной химической диффузии петрогенных компонентов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ) и аниона  $\text{CO}_3^{2-}$  при взаимодействии кимберлитовых и базальтовых расплавов при высоком давлении 5.5 ГПа и температуре 1850°C.

### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

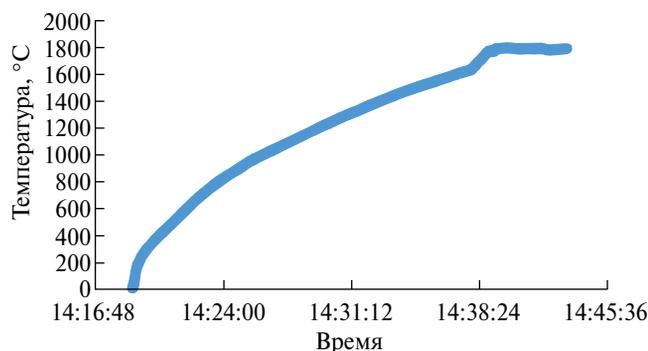
Диффузионные опыты проводились на оригинальной установке высокого давления типа разрезная сфера “БАРС” в ИГМ СО РАН в платиновых ампулах, геометрия которых не изменялась в процессе опыта при высоких давлениях и температурах (Sokol, Palyanov, 2008; Persikov et al., 2018). Эксперименты по подготовке стартовых диффузионных пар проводились с использованием установки высокого газового давления с внутренним нагревом, снабженной оригинальным внутренним устройством с уравнителем-разделителем высокого давления. Методика приготовления стартовых диффузионных пар с использованием этой установки

подробно была рассмотрена ранее (Persikov et al., 2022) и в кратком виде изложена ниже. По этой методике подготовлены две заваренные платиновые ампулы с диффузионными парами: 1 – стекла модельные базальт–кимберлит (опыт № 2), 2 – стекла природный базальт–модельный кимберлит (опыт № 4). Далее платиновая ампула с диффузионной парой размещалась в ячейке высокого давления аппарата “БАРС”, схема которой приведена на рис. 1. После создания необходимого давления в аппарате “БАРС” (5.5 ГПа) осуществляли нагрев образца с диффузионной парой по схеме, приведенной на рис. 2.

Согласно этой методике, медленный нагрев до температуры 1600°C обеспечивал равномерный разогрев образца еще до его плавления при практически полном отсутствии диффузии. Далее следовал быстрый нагрев (~40 с) до необходимой температуры (1800 + 50°C) с последующей выдержкой (180 с в опыте № 2 и 300 с в опыте № 4) при указанных температуре и давлении, что обеспечивало процесс диффузии, после чего осуществлялась изобарическая закалка при выключенном внутреннем нагревателе установки. Отметим, что прибавка 50°C к показанию термодомы (см. схему) получена путем соответствующей калибровки



**Рис. 1.** Схема ячейки аппарата – разрезная сфера типа “БАРС” с диффузионным образцом. 1 – контейнер  $\text{ZrO}_2$ ; 2 – цилиндрический графитовый нагреватель; 3 – термопара PtRh6/PtRh30; 4 – образец (диффузионная пара модельный базальт–модельный кимберлит, исходное гомогенное стекло); 5 – герметичная платиновая ампула (Pt); 6 –  $\text{ZrO}_2$  трубка; 7 –  $\text{MgO}$  трубка; 8 – Mo контакт; 9 – исходная граница раздела двух стекол.



**Рис. 2.** Методика нагрева диффузионного образца в опыте № 2 при 5.5 ГПа (горизонтальный участок на кривой — интервал диффузии).

термопары. После изобарической закалки ячейка извлекалась из аппарата “БАРС”, Pt-ампула с диффузионным образцом извлекалась из ячейки, и изготовлялась поперечная полированная пластина для последующего микронзондового анализа диффузионного профиля, который образовался в расплаве во время опыта. В качестве исходных образцов для получения стекол, используемых в диффузионных опытах, применяли растертые в агатовой ступке порошки магнезиального базальта Большого трещинного извержения 1975–1976 гг. вулкана Толбачик на Камчатке, а также порошки модельных базальта ( $Ab_{50}Di_{50}$  мол. %) и кимберлита (силикат 82 + карбонат 18, мас. %).

Химический состав модельных безводных кимберлитовых и базальтовых расплавов (стекол), а также стекол природного базальта, используемых в работе для характеристики основных особенностей их диффузионного взаимодействия, представлен в табл. 1. Средний состав базальтов (Le Maitre, 1976) приведен в табл. 1 для сравнения в качестве представительного состава базальтовой магмы. Как ранее было отмечено (Persikov et al., 2022), состав кимберлитовых магм в мантии и при формировании даек и трубок в земной коре остается предметом многочисленных дискуссий (Wyllie, 1980; Sparks et al., 2006, 2009; Kamenetsky et al., 2009; Шарыгин и др., 2013 и др.). Изменение температуры и давления, растворение летучих компонентов и кристаллизация могут привести к значительным изменениям состава кимберлитовых расплавов в процессе их эволюции.

Так, например, предполагается, что зарождение кимберлитовых расплавов происходит за счет реакции карбонатитовых расплавов с перидотитом вблизи мантийного солидуса и последующего частичного плавления карбонатизированного перидотита при очень малых степенях плавления ( $\leq 1.0\%$ ), при 6–10 ГПа, глубинах 150–300 км и температуре  $\leq 1500^\circ\text{C}$  (Wyllie, 1980; Dalton, Presnall, 1998; Price et al., 2000; Dasgupta Hirschmann, 2006;

Sparks et al., 2006, 2009; Kopylova et al., 2007; Michell, 2008; Kavanagh Sparks, 2009; Kamenetsky et al., 2009; Шарыгин и др., 2013; Persikov et al., 2018). Поэтому неизменный кимберлит из трубки Удачная-Восточная, Якутия (Kamenetsky et al., 2009; Kopylova et al., 2007), выбранный в качестве представительного состава кимберлитовой магмы, сравнивается в табл. 1 с расплавом нашего модельного кимберлита (силикат 82 + карбонат 18, мас. %), используемого для экспериментального исследования диффузионного взаимодействия с базальтовыми расплавами. Хотя состав используемого модельного кимберлита не содержит несколько основных оксидов ( $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $K_2O$ ,  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$ ), и поэтому не полностью воспроизводит составы природных кимберлитов (табл. 1), ранее мы показали, что этот состав соответствует по степени валовой основности ( $100NBO/T = 313$ ) природным кимберлитам (Persikov et al., 2018, 2022).

Полученные данные свидетельствуют о том, что значения валовой основности  $100NBO/T = 67–80$  (базальтовый расплав) соответствуют диапазону основных расплавов ( $17 \leq 100NBO/T < 100$ ), а значение  $100NBO/T = 313$  (модельный кимберлит) соответствует диапазону ультраосновных расплавов ( $200 \leq 100NBO/T \leq 400$ ) (Dingwell et al., 2004; Kopylova et al., 2007; Persikov et al., 2022).

Как и ранее, в опытах при умеренном давлении (Persikov et al., 2022) безводные стекла исходного модельного базальтового расплава и природного базальта синтезированы плавлением порошков стехиометрического состава ( $Ab_{50}Di_{50}$ , мол. %) и природного базальта в платиновых ампулах с использованием упомянутой установки высокого газового давления с внутренним нагревом при  $1300^\circ\text{C}$ , давлении аргона 100 МПа, длительности опыта 3 ч, с последующей быстрой изобарической закалкой. Стекла модельного кимберлитового расплава синтезированы плавлением  $\sim 1.5$  г порошкообразной смеси природного альбита и кальцита ( $Ab_{38}Cal_{62}$ , мас. %) в том же сосуде высокого газового давления, но под давлением безводного  $CO_2$ , равным 100 МПа. Образец выдерживался при  $850^\circ\text{C}$  в течение 1 ч, а затем при  $1300^\circ\text{C}$  в течение 3 ч. Затем осуществлялась быстрая изобарическая закалка путем выключения внутреннего нагревателя сосуда. Такая процедура приводила к быстрой реакции декарбонизации ( $T = 850^\circ\text{C}$ ), выражающейся в потере веса ( $\sim 21$  мас. %) для каждого образца. Эта потеря контролировалась также путем расчета баланса масс в каждом таком опыте.

Концентрацию силикатных (82 мас. %) и карбонатных (18 мас. %) фаз в синтезированных стеклах модельного кимберлита и, следовательно, концентрацию карбонат-иона  $CO_3^{2-}$  (10.4 мас. %) в них определяли расчетами на основе полученных данных масс-баланса, которые соответствуют реакции декарбонизации в каждом эксперименте

Таблица 1. Химический состав и валовая основность (100NBO/T) кимберлитовых и базальтовых расплавов

Компоненты	Модельный кимберлит*	Кимберлит**	Базальт***	Базальт модельный****	Магнезиальный базальт*****
SiO <sub>2</sub>	34.4	26.71	49.2	62.7	49.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.3	1.75	15.74	10.65	13.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	no	2.09	3.79	no	3.18
FeO	no	6.00	7.13	no	6.85
MnO	no	0.16	0.2	no	0.15
MgO	no	31.33	6.73	8.45	9.98
CaO	39.8	12.10	9.47	11.8	12.34
Na <sub>2</sub> O	4.9	3.23	2.91	6.5	2.18
K <sub>2</sub> O	no	1.33	1.1	no	0.93
TiO <sub>2</sub>	no	1.25	1.84	no	1.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	no	0.49	0.35	no	0.25
H <sub>2</sub> O	no	no	0.95	no	no
ОН <sup>-</sup> (основание)	no	no	0.48	no	0.29
ОН <sup>-</sup> (кислота)	0.05	0.38	no	no	no
CO <sub>2</sub>	0.15	no	0.11	no	no
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	10.4	9.42	no	no	no
F	no	0.15	no	no	no
Cl	no	2.38	no	no	
Сумма	100	99.26	100	100.1	99.69
100NBO/T	313	352	58	67	80

Примечание. \*Модельный кимберлитовый расплав ( $Sil_{82}Carb_{18}$ , мас. %) после плавления исходной смеси ( $Ab_{38}Cal_{62}$ , мас. %) при  $T = 1300^{\circ}C$  и  $P_{CO_2} = 100$  МПа (настоящая работа).

\*\*Средний состав кимберлита трубки Удачная-Восточная, Якутия (Kamenetsky et al., 2009).

\*\*\*Средний состав базальта (Le Maitre, 1976).

\*\*\*\*Модельный базальт ( $Ab_{50}Di_{50}$ , мол. %, настоящая работа).

\*\*\*\*\*Магнезиальный базальт вулкана Толбачик (настоящая работа).

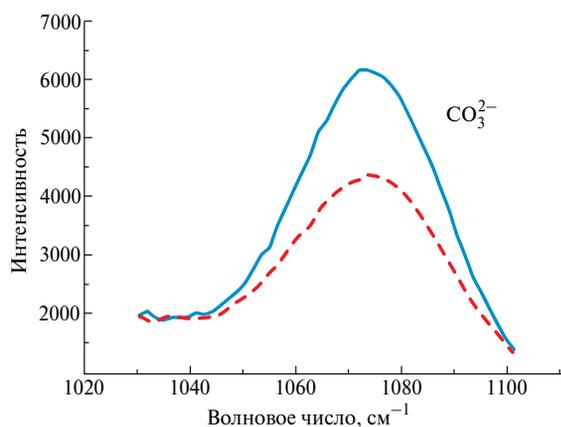
по синтезу этих стекол. Растворение CO<sub>2</sub> в расплаве, преимущественно в виде карбонат-иона CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, было качественно подтверждено результатами спектроскопии комбинационного рассеяния (рамановская спектроскопия), которые представлены на рис. 3.

Химический состав закаленных расплавов (стекло) определен с помощью электронно-микронного анализа (табл. 1). Сухие стекла были оптически однородными и свободными от пузырьков и кристаллитов. Небольшое содержание воды в этих

стеклах ( $\leq 0.05$  мас. %) определялось методом Карла Фишера титрования. Эти стекла были извлечены из платиновых капсул и разрезаны на 5-мм цилиндры, в которых оба конца были отполированы. Из этих цилиндров формировались соответствующие диффузионные пары, которые размещались в Pt-ампулах того же диаметра, что и в ампулах, использованных при синтезе стартовых стекол. После этого ампулы герметизировали, приваривая плоские крышки к открытым концам ампулы с помощью электрода TIG. Приготовленную таким

образом ампулу с диффузионной парой помещали в ячейку высокого давления аппарата типа “БАРС” в безградиентную зону (рис. 1).

Продукты опытов анализировали методом Карла Фишера титрования с использованием прибора KFT AQUA 40.00 для определения малого содержания воды в синтезированных базальтовых и кимберлитовых стеклах ( $\leq 0.05$  мас. %). Спектроскопия комбинационного рассеяния была использована для качественной иллюстрации концентрации карбонатов, которые были растворены в виде аниона  $\text{CO}_3^{2-}$  (рис. 3).



**Рис. 3.** Спектры комбинационного рассеяния в диапазоне 1020–1120  $\text{см}^{-1}$  для диффузионной пары модельный кимберлит–базальт, иллюстрирующие карбонатные пики ( $\text{CO}_3^{2-}$ ) при 1073  $\text{см}^{-1}$ . Сплошная кривая – зона кимберлита, пунктирная кривая – диффузионная зона, граница Матано.

Рамановские спектры синтезированных модельных кимберлитовых стекол и стекол после диффузионных опытов на границе Матано (Crank, 1975) были получены с помощью спектрометра RENIS/HAW-1000, оснащенного микроскопом Leica. Ширина зазора для получения спектров составляла 50  $\mu\text{м}$ , спектры обрабатывались с помощью стандартной программы GRAMS.

Химические составы исходных образцов и полученных в опытах стекол с диффузионными парами 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. Анализы проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе пучка до 400  $\mu\text{А}$  и времени набора спектров 50–100 с. Следующие стандарты были использованы: кварц для Si и O, альбит для Na, микроклин для K, волластонит для Ca, корунд для Al, чистый марганец для Mn, чистое железо для Fe, периклаз для Mg. Для стандартизации данных микронзондового анализа использовались программы: INCA Energy 200 и Nekrasov INCA (табл. 1).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Два типа диффузионных пар (табл. 2) были использованы в экспериментах: 1) безводные стекла модельного базальта ( $\text{Ab}_{50}\text{Di}_{50}$ , мол. %) и модельного кимберлита ( $\text{Sil}_{82}\text{Car}_{18}$ , мас. %) вводились в контакт и плавилась в заваренных платиновых ампулах при 5.5 ГПа и 1850°C и длительности

**Таблица 2.** Коэффициенты диффузии петрогенных компонентов и карбонат-иона  $\text{CO}_3^{2-}$  в модельных расплавах системы базальт–кимберлит и в расплавах природный базальт–модельный кимберлит при умеренных (Персиков и др., 2022) и высоких давлениях (настоящая работа)

Номер опыта	Средние значения <sup>1</sup>	Опыт № 2 (настоящая работа)	Средние значения <sup>2</sup>	Опыт № 4 (настоящая работа)
Состав диффузионных пар	$\text{Sil}_{82}\text{Car}_{18}-\text{Ab}_{50}\text{Di}_{50}$		$\text{Sil}_{82}\text{Car}_{18}-\text{Mg}$ -базальт	
Оксиды	Коэффициенты диффузии оксидов $10^{-12} \text{ м}^2/\text{с} \pm 20$ отн. %			
$\text{Na}_2\text{O}$	13.0	334	50.0	3188
$\text{MgO}$	14.0	477	105.0	3328
$\text{SiO}_2$	11.5	377	29.0	2460
$\text{CaO}$	12.5	405	59.0	2771
$\text{CO}_3^{2-}$	13.0	457	55.5	2752
$\text{Al}_2\text{O}_3$			30.5	2450
$\text{FeO}$			103.0	2937

Примечание. <sup>1, 2</sup>Недавние результаты диффузионных опытов при умеренном давлении в 100 МПа (Persikov et al., 2022).

диффузионного опыта 180 с; 2) безводные стекла природного магнезиального базальта и модельного кимберлита ( $Sil_{82}Car_{18}$ , мас. %) также вводились в контакт и плавилась в заваренных платиновых ампулах при 5.5 ГПа и 1850°C и длительности диффузионного опыта 300 с.

Распределение петрогенных компонентов вдоль диффузионных профилей измерены на рентгеновском микроанализаторе. Результаты измерений диффузионных профилей для пары модельные базальт–кимберлит представлены на рис. 4, а для пары природный базальт–модельный кимберлит представлены на рис. 5.

Граница Матано (вертикальная пунктирная прямая на рис. 4 и 5) выбрана таким образом, чтобы заштрихованные для примера площади для диффузии  $SiO_2$  были равны при постоянном объеме образца и заданном времени диффузии (Crank, 1975).

Коэффициенты встречной химической диффузии ( $D$ ) всех петрогенных компонентов и аниона  $CO_3^{2-}$  в исследованных расплавах (табл. 2) определены в линейном приближении путем минимизации методом наименьших квадратов функционала:

$$S = \sum_i [C_i - C(x_i, t)]^2, \quad (1)$$

где  $C_i$  – экспериментально определенные значения содержания химического компонента,  $C(x_i, t)$  – значения модельной функции, описывающей диффузионный профиль в точках с координатами  $x_i$  через время  $t$ .

В качестве модельной функции  $C(x, t)$  было использовано решение трансцендентного уравнения:

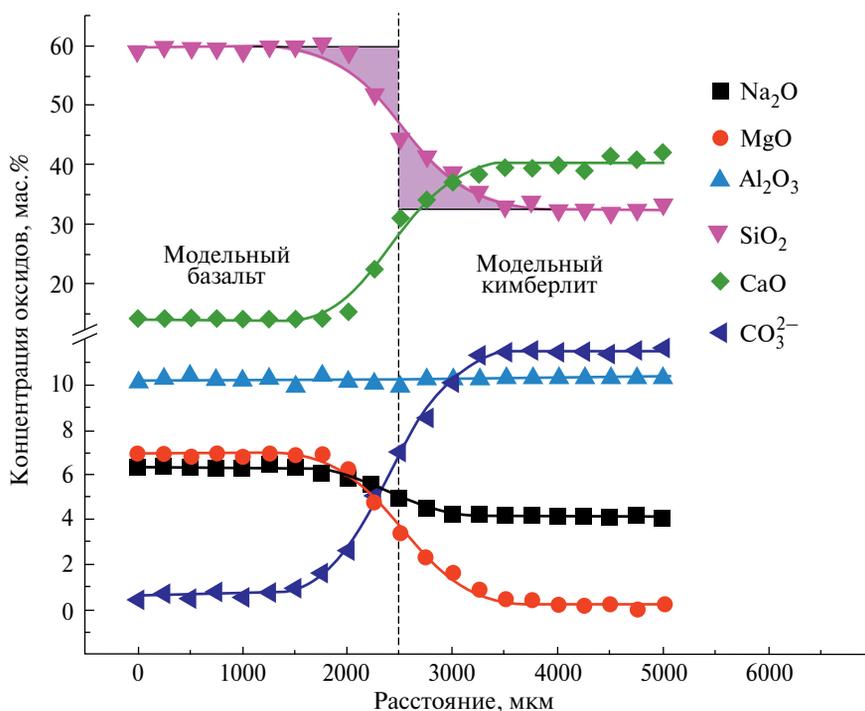
$$C(x, t) = C_0 + \Delta C \times \operatorname{erf} \left[ \frac{x - x_0}{2\sqrt{tD(C)}} \right], \quad (2)$$

где  $C_0 = (C_{\max} + C_{\min}) / 2$ ,  $\Delta C = (C_{\max} - C_{\min}) / 2$ ,  $C_{\min}$  и  $C_{\max}$  – минимальное и максимальное значения концентраций компонента,  $x_0$  – граница Матано,  $t$  – время опыта,  $D(C)$  – функция, которая описывает зависимость коэффициента диффузии от концентрации компонента.

В настоящей работе преимущественно использовалась экспоненциальная зависимость коэффициента диффузии от концентрации компонента, т. е.:

$$D(C) = D_0 \exp(\alpha C), \quad (3)$$

где  $D_0$  – начальное значение коэффициента диффузии при  $C = 0$ ,  $\alpha$  – показатель экспоненты. Независимость коэффициента диффузии от



**Рис. 4.** Диффузионные профили главных компонентов и аниона  $CO_3^{2-}$  при взаимодействии модельных расплавов базальта и кимберлита, опыт № 2 при температуре 1850°C и 5.5 ГПа общего давления, длительность опыта 180 с (пунктирная линия на диаграмме – граница Матано (Crank, 1975)).

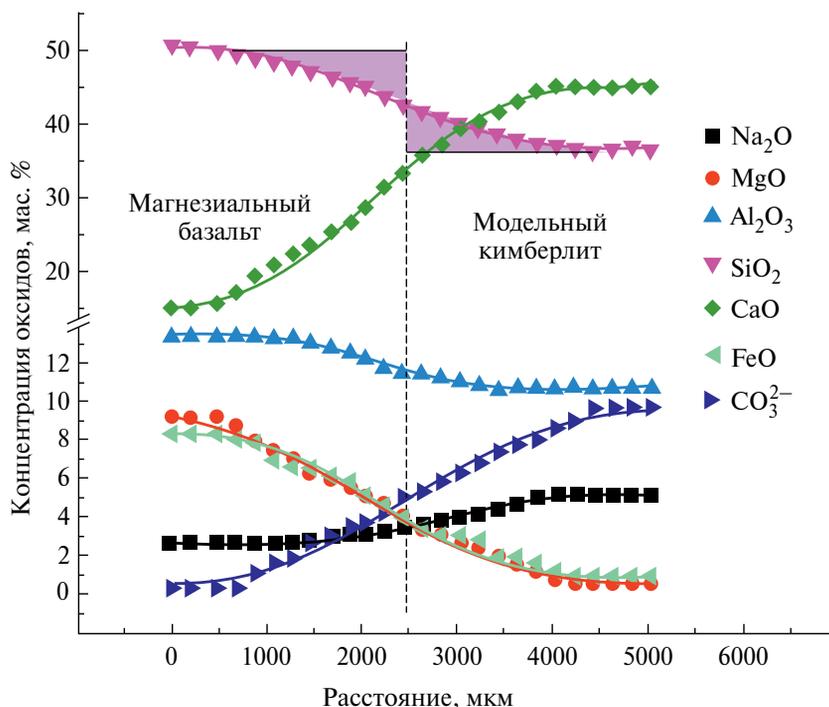
концентрации компонента использовалась для сравнения, т. е.  $D(C) = \text{const}$ .

Для оценки полученных результатов по диффузии различных компонентов расплавов использовались средние значения коэффициента диффузии для исследованного диапазона составов от  $C_{\min}$  до  $C_{\max}$ :

$$\overline{D_{cp}} = D_0 \frac{\exp(\alpha C_{\max}) - \exp(\alpha C_{\min})}{\alpha (C_{\max} - C_{\min})}. \quad (4)$$

Анализ полученных результатов позволил сделать следующие выводы. Скорости встречной химической диффузии всех петрогенных компонентов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ) в пределах ошибки определения ( $\pm 20$  отн. %) практически идентичны при взаимодействии модельных безводных базальтовых и кимберлитовых карбонатсодержащих расплавов (табл. 2, рис. 4). Такое поведение может свидетельствовать о минимальном механизме встречной химической диффузии, т. е. о встречной диффузии с равными скоростями молекул кальцита и диопсида в противоположных направлениях при диффузионном взаимодействии таких расплавов. Характерно, что для диффузионной пары расплавы природного базальта—модельного кимберлита не наблюдается одинаковая скорость встречной химической диффузии всех петрогенных компонентов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ), как в случае чисто модельной системы (табл. 2, рис. 5). При этом диффузионная подвижность

большинства компонентов в этой паре примерно на порядок величины выше по сравнению с чисто модельной диффузионной парой (табл. 2). А скорость диффузии аниона-сеткообразователя ( $\text{SiO}_2$ ) примерно на два порядка величины выше по сравнению с трассерной диффузией (Watson, Baker, 1991). Напротив, скорость диффузии катионов-модификаторов ( $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ) меньше примерно на порядок величины по сравнению с их трассерной диффузией (Watson, Baker, 1991). Скорость диффузии аниона  $\text{Al}_2\text{O}_3$  не определена для диффузионной пары модельные базальт—кимберлит ввиду близкого значения его концентраций в этих модельных расплавах ( $\sim 10.3$  мас. %, табл. 2). Увеличение скорости встречной химической диффузии петрогенных компонентов связано, видимо, с меньшей вязкостью граничного расплава (граница Матано на рис. 4 и 5), формирующегося при взаимодействии природного базальтового и модельного кимберлитового расплавов. Характерно, что подобная особенность многокомпонентной диффузии была установлена ранее не только для указанных диффузионных пар при умеренном давлении (100 МПа, Persikov et al., 2022), но также была определена при изучении многокомпонентной диффузии для пар водосодержащих расплавов: модельный андезит—модельный базальт и модельный андезит—природный базальт при давлении воды 160 МПа (Персиков и др., 2011). Механизм этого явления еще строго не установлен, и это — предмет дальнейших



**Рис. 5.** Диффузионные профили главных компонентов и аниона  $\text{CO}_3^{2-}$  при взаимодействии природного расплава магнезиального базальта и модельного кимберлита, опыт № 4 при температуре  $1850^\circ\text{C}$  и  $5.5$  ГПа общего давления, длительность опыта 300 с (пунктирная линия на диаграмме — граница Матано (Crank, 1975)).

исследований. Вероятно, что эта особенность многокомпонентной диффузии связана, прежде всего, с различием в структуре расплавов модельного и природного базальта (природный базальт более основной, значения валовой основности 100NBO/T см. в табл. 1) и, соответственно, с различием в значениях энергии активации вязкого течения и вязкости ( $\eta$ ) этих расплавов. Отметим, что на основе теоретического анализа многолетних систематических экспериментальных исследований вязкости магматических расплавов была разработана структурно-химическая модель достоверных прогнозов и расчетов концентрационной, температурной и барической зависимостей энергии активации вязкого течения и вязкости магматических расплавов в полном ряду их основности от кислых до ультраосновных при термодинамических параметрах земной коры и верхней мантии (Persikov et al., 2020). Теоретический анализ ранее полученных данных по многокомпонентной диффузии петрогенных компонентов, а также воды в расплавах в ряду андезит–базальт и их вязкости позволил установить закономерную взаимосвязь двух важнейших транспортных свойств магм. Эта взаимосвязь качественно согласуется с законом Стокса–Энштейна и соотношением Эйринга об обратной пропорциональной зависимости между вязкостью жидкости и диффузией компонентов в ней (Персиков и др., 2011). Поэтому для сравнительной оценки особенностей многокомпонентной диффузии при мантийных давлениях и температуре (5.5 ГПа и 1850°C, настоящая работа) и при умеренных давлениях и температуре (100 МПа и 1300°C, Persikov et al., 2022) использованы установленные ранее обобщенные закономерности температурной и барической зависимостей вязкости основных и ультраосновных расплавов, детально изложенные ранее в работе (Persikov et al., 2020). Напомним кратко, что согласно этим закономерностям, вязкость указанных выше расплавов, экспоненциально уменьшается с ростом температуры и, соответственно, возрастает диффузионная подвижность компонентов в них. Тогда как зависимость вязкости магматических расплавов, а следовательно, и диффузионной подвижности компонентов в них от давления имеет экстремальный характер. При этом было установлено, что значение давления в точках минимума вязкости ( $P_{\min}$ ) зависит от валовой основности расплава и значительно уменьшается с ее ростом. С использованием упомянутой выше структурно-химической модели были получены количественные данные по вязкости граничных расплавов при мантийных и умеренных давлениях (табл. 3).

Анализ полученных результатов свидетельствует, что определяющее влияние на снижение вязкости этих расплавов и, соответственно, на рост диффузионной подвижности компонентов в них более

**Таблица 3.** Химические составы, валовая основность (100NBO/T) и вязкость расплавов на границе Матано

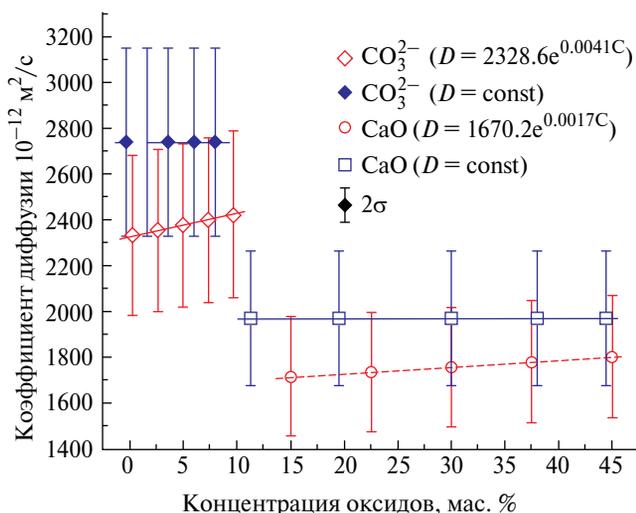
Оксиды	Средние значения <sup>1</sup>	Опыт № 2 (настоящая работа)	Опыт № 4 (настоящая работа)
Na <sub>2</sub> O	6.23	4.84	3.53
MgO	4.28	3.61	5.2
SiO <sub>2</sub>	49.58	46.18	43.02
CaO	25.51	29.94	27.71
FeO			4.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.58	9.94	11.62
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	5.02	6.48	3.96
Сумма	100	100	100
100NBO/T	161	189	177
Вязкость, пуаз	22.15	3.9	4.24

Примечание. <sup>1</sup>Недавние результаты диффузионных опытов при 100 МПа и 1300°C (Persikov et al., 2022). <sup>2</sup>Опыты № 2 и № 4 при 5.5 ГПа и 1850°C.

чем на порядок величины оказывает значительное увеличение температуры опытов при мантийном давлении. Тогда как повышение давления в опытах приводит, напротив, к росту вязкости граничных расплавов в три с половиной раза и к соответствующему уменьшению диффузионной подвижности компонентов в них.

Концентрационная зависимость диффузионной подвижности компонентов установлена на основе численных расчетов по принятой методике (выражения (2), (3), (4)). Согласно полученным результатам, диффузионная подвижность всех компонентов в пределах ошибки определения ( $\pm 20$  отн. %) практически не зависит от их концентрации в расплавах диффузионных пар. Так, например, на рис. 6 представлена концентрационная зависимость диффузии CaO и CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> при взаимодействии модельного кимберлитового и природного базальтового расплавов с расчетной погрешностью 1 отн. %, которая существенно меньше реальной погрешности экспериментов ( $\sim 20$  отн. %). Тем не менее даже в этом случае два типа концентрационной зависимости ( $D_i - \text{constant}$  и  $D_i - \text{экспонента}$ ) практически не различимы.

Отметим новые результаты по диффузионной подвижности аниона CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> при взаимодействии карбонатсодержащих расплавов с базальтовыми модельными и природными расплавами при давлении на уровне мантии. Выше отмечено, что на основе результатов спектроскопии комбинационного рассеяния установлено полное отсутствие молекулярного CO<sub>2</sub> в процессе взаимодействия



**Рис. 6.** Пример сравнения двух концентрационных зависимостей диффузии CaO и  $CO_3^{2-}$  при взаимодействии кимберлитового и базальтового расплавов (опыт № 4, сплошные линии, параллельные оси абсцисс:  $D_i$  – const; пунктирная линия – экспоненциальная зависимость).

диффузионной пары (рис. 2). Установлено, что диффузионная подвижность карбонат-иона ( $CO_3^{2-}$ ) в этих условиях в пределах ошибки (~20 отн. %) равна скорости диффузии CaO (табл. 2). Это свидетельствует о минальном характере диффузии молекул кальцита из карбонат-содержащего расплава (модельный кимберлит) в базальтовый расплав (модельный и природный). Подобный характер диффузии карбоната натрия с радиоактивной меткой ( $Na_2^{14}CO_3$ ) в модельный базальтовый расплав был получен ранее в работе (Watson et al., 1982) при 500 МПа. Авторы получили значение коэффициента диффузии карбоната натрия, который примерно на порядок величины больше по сравнению с нашими данными по диффузии карбоната кальция ( $CaCO_3$ ) в базальтовые расплавы (табл. 2), что прежде всего может быть связано с различной вязкостью расплавов в указанных системах.

### КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Получены новые экспериментальные данные по встречной химической диффузии петрогенных компонентов ( $SiO_2$ ,  $Na_2O$ , CaO, MgO,  $Al_2O_3$ , FeO) и аниона  $CO_3^{2-}$  при непосредственном взаимодействии расплавов карбонатсодержащего модельного кимберлита и базальта (модельного и природного) при высоком давлении 5.5 ГПа и температуре 1850°C. Установлен минальный характер диффузии карбоната кальция из расплава модельного кимберлита в модельный и природный базальтовые расплавы. Слабая экспоненциальная концентрационная зависимость химической диффузии всех

изученных компонентов взаимодействующих расплавов, близкая к  $D_i = \text{const}$ , характерна как для модельной системы, так и для системы модельный кимберлит–природный базальт при мантийных давлениях.

*Благодарности.* Авторы признательны Г.В. Бондаренко (ИЭМ РАН) за помощь в использовании спектроскопии комбинационного рассеяния (рамановская спектроскопия) при анализе форм растворения  $CO_2$  в расплавах модельного кимберлита и на границе Матано, которые формируются при взаимодействии расплавов кимберлита и базальта. Авторы признательны Л.Я. Арановичу (ИГЕМ РАН) за ценные замечания, которые, несомненно, способствовали улучшению качества статьи.

*Источники финансирования.* Работа выполнена в рамках темы НИР № FMUF-2022-0004 ИЭМ РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Персиков Э.С., Бухтияров П.Г., Некрасов Н.А. Взаимосвязь диффузии петрогенных ( $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ , CaO, MgO, FeO,  $TiO_2$ ) и летучих ( $H_2O$ ) компонентов и вязкости расплавов системы обсидиан-дацит-андезит-базальт- $H_2O$  (экспериментально-теоретическое исследование // Вест. ОНЗ РАН. 2011. Т. 3. NZ6076. doi:10.2205/2011NZ000206
- Шарыгин И.С., Литасов К.Д., Шацкий А.Ф. и др. Экспериментальное исследование плавления кимберлита трубки Удачная-Восточная при 3.0–6.5 ГПа и 900–1500°C // Докл. АН. 2013. Т. 448. № 4. P. 452–457.
- Baker D.R. Chemical interdiffusion of dacite and rhyolite: anhydrous measurements at 1 atm and 10 kbar, application of transition state theory, and diffusion in zoned magma chambers // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 407–423.
- Baker D.R. Interdiffusion of hydrous dacitic and rhyolitic melts and the efficacy of rhyolite contamination of dacitic enclaves // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 106. P. 462–473.
- Baker D.R. Tracer diffusion of network formers and multicomponent diffusion in dacitic and rhyolitic melts // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 617–634.
- Bowen N.L. Diffusion in silicate melts // J. Geol. 1921. V. 29. P. 295–317.
- Crank J. The Mathematics of Diffusion. Clarenton Press, 1975. 414 p.
- Dalton J.A., Presnall D.C. The continuum of primary carbonatitic-kimberlite melt compositions in equilibrium with lherzolite: data from the system CaO-MgO- $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $CO_2$  at 6 GPa // J. Petrol. 1998. V. 39. P. 1953–1964.

- Dasgupta R., Hirschmann M.M.* Melting in the Earth's deep upper mantle caused by carbon dioxide // *Nature*. 2006. V. 440. P. 659–662.
- Dingwell D.B., Copurial P., Giordano D., Nicholls A.R.L.* Viscosity of peridotite liquid // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 226. P. 127–138.
- Guo C., Zhang Y.* Multicomponent diffusion in silicate melts: SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO-CaO-Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O system // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016. V. 195. P. 126–141.
- Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Weiss Y. et al.* How unique is the Udachnaya-East kimberlite? Comparison with kimberlites from the Slave Craton (Canada) and SW Greenland // *Lithos*. 2009. V. 112S. P. 334–346.
- Kavanagh J.L., Sparks R.S.J.* Temperature changes in ascending kimberlite magma // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 286. P. 404–413.
- Kopylova M.G., Matveev S., Raudseep M.* Searching for parental kimberlite melt // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2007. V. 71. P. 3616–3629.
- Kress V.C., Chiorso M.S.* Multicomponent diffusion in basaltic melts // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 313–324.
- Le Maitre R.W.* The chemical variability of some common igneous rocks // *J. Petrol.* 1976. V. 117. № 4. P. 589–637.
- Liang Y.* Multicomponent diffusion in molten silicates: theory, experiments, and geological applications // *Rev. Mineral. Geochem.* 2010. V. 72. P. 409–446.  
<https://doi.org/10.2138/rmg.2010.72.9>
- Michell R.H.* Petrology of hypabyssal kimberlites: relevance to primary magma compositions // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2008. V. 174. P. 1–8.
- Persikov E.S., Bukhtiyarov P.G.* Viscosity of magmatic melts: Improved structural – chemical model // *Chem. Geol.* 2020. V. 556.  
doi:10.1016/j.chemgeo.2020.119820
- Persikov E.S., Bukhtiyarov P.G., Sokol A.G.* Viscosity of haplokimberlite and basaltic melts at high pressure // *Chem. Geol.* 2018. V. 497. P. 54–63.  
doi:10.1016/j.chemgeo.2018.08
- Persikov E.S., Bukhtiyarov P.G., Nekrasov A.N.* Experimental study of multicomponent chemical diffusion under the interaction of basalt and kimberlite melts at moderate pressure // *Petrology*. 2022. V. 30. № 3. P. 325–335.  
doi:10.1134/S0869591122020060
- Price S.E., Russell J.K., Kopylova M.G.* Primitive magma from the Jericho Pipe, N.W.T., Canada: constraints on primary kimberlite melt chemistry // *J. Petrol.* 2000. V. 47. P. 789–808.
- Richter F., Liang Y., Minarik W.G.* Multicomponent diffusion and convection in molten MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1998. V. 62. P. 1985–1991.
- Sokol A.G., Palyanov Y.N.* Diamond formation in the system MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-C at 7.5 GPa and 1600°C // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2008. V. 121. P. 33–43.
- Sparks R.S.J., Brooker R.A., Field M. et al.* The nature of erupting kimberlite melts // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 429–438.
- Sparks R.S.J., Baker L., Brown R.J. et al.* Dynamical constraints of kimberlite volcanism // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2006. V. 155. P. 18–48.
- Watson E.B., Sneeringer M.A., Ross A.* Diffusion of dissolved carbonate in magmas: experimental results and applications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 61. P. 346–358.
- Watson E.B., Baker D.R.* Chemical diffusion in magma: An overview of experimental results and geochemical applications. *Physical chemistry in magma. Advances in physical geochemistry.* Eds. L.L. Perchuk, I. Kushiro. Springer-Verlag, 1991. V. 9. P. 120–151.
- Watson E.B.* Diffusion in volatile-bearing magmas, Volatiles in magmas // *Rev. Mineral.* Eds. M.R. Carroll, J.R. Holloway, Mineral. Soc. Amer. 1994. V. 30. P. 371–411.
- Wyllie P.J.* The origin of kimberlite // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. P. 6902–6910.
- Yoder H.S.* Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas // *Amer. Mineral.* 1973. V. 5. P. 153–171.

## Features of Counter Chemical Diffusion of Petrogenic Components ( $\text{SiO}_2$ , $\text{Al}_2\text{O}_3$ , $\text{Na}_2\text{O}$ , $\text{CaO}$ , $\text{MgO}$ , $\text{FeO}$ ) and $\text{CO}_3^{2-}$ Anion in the Interaction of Basalt and Kimberlite Melts At $P$ – $T$ Parameters of the Upper Mantle (Experimental Study)

E. S. Persikov<sup>1</sup>, P. G. Bukhtiyarov<sup>1</sup>, A. G. Sokol<sup>2</sup>, A. N. Nekrasov<sup>1</sup>, D. M. Sultanov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Moscow District, Russia*

<sup>2</sup>*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

New results have been obtained from experimental studies of the characteristics of counter chemical diffusion of the main petrogenic components ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ) and the  $\text{CO}_3^{2-}$  anion during the interaction of basalt and kimberlite melts at mantle pressures. The studies were carried out by the diffusion pair method using an original high-pressure installation of the “BARS” type at a pressure of 5.5 GPa and a temperature 1850°C. It has been shown that the rate of counter chemical diffusion of all the main components of melts ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ) and the  $\text{CO}_3^{2-}$  anion is almost identical in the interaction of model basalt and kimberlite carbonate-containing melts, and is approximately 1 order of magnitude greater than the diffusion rate these components during the interaction of such melts at moderate pressures (100 MPa). The equal rates of diffusion of  $\text{CaO}$  and the  $\text{CO}_3^{2-}$  anion indicate that the diffusion of carbonate  $\text{CaCO}_3$  from the kimberlite into the basaltic (model and natural) melt remains of the minimal nature even at such a high pressure. The diffusion pattern changes significantly during the interaction of a melt of natural magnesian basalt and model kimberlite, as was the case during the interaction of such melts at moderate pressures. In this case, along with the minimal diffusion of calcite into magnesian basalt, the diffusion rates of the remaining components of the melts become significantly higher. A weak exponential concentration dependence of all diffusing components has been established, which is close to  $D_i = \text{const}$ , and which occurred during the interaction of such melts at moderate pressures.

*Keywords:* chemical multicomponent diffusion, basalt melts, model kimberlite melts, high pressure and temperature