

**ФЛЮИДНО-СИЛИКАТНОЕ РАССЛОЕНИЕ УЛЬТРАОСНОВНОГО РАСПЛАВА  
НА КАЛИЕВУЮ И НИЗКОКАЛИЕВУЮ ФРАКЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ПИКРИТОВ  
ПОЗДНЕМЕЛОВОГО УЛЬТРАОСНОВНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА  
ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ)**

**З.Г. Бадрединов<sup>1</sup>, Б.А. Марковский<sup>2</sup>, И.А. Тарарин<sup>1</sup>, Н.И. Екимова<sup>1</sup>, В.М. Чубаров<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: [badre9@mail.ru](mailto:badre9@mail.ru)

<sup>2</sup>ФГБУН Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Средний пр-т 74, г. Санкт-Петербург, 199106; e-mail: [NRS@vsegei.ru](mailto:NRS@vsegei.ru)

<sup>3</sup>ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Бульвар Пийна 9, г. Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: [zond@ksnet.ru](mailto:zond@ksnet.ru)

Поступила в редакцию 18 сентября 2017 г.

Охарактеризованы минеральный и химический составы расслоенных субвулканических ультраосновных пород, сформировавшихся в процессе флюидно-силикатного (жидкостного) разделения ультраосновной магмы на калиевую и низкокалиевую фракции, на примере расслоенного силла пикритов из позднемеловой толщи ультраосновных вулканитов Восточной Камчатки. Установлено, что основным концентратором калия в пикритах из калиевых прослоев является остаточное вулканическое стекло, содержания  $K_2O$  в котором достигает 8–9 мас. %, что является уникальным для ультраосновных расплавов.

**Ключевые слова:** силла, пикриты,  $K_2O$ , жидкостная несмесимость, остаточный расплав, п-ов Камчатка.

Одной из проблем петрологии ультраосновных эффузивов является вопрос о природе калия в породах, обогащенных этим элементом. В настоящей статье на примере пикритов Восточной Камчатки рассмотрена модель формирования высококалиевых ультраосновных эффузивов, связанного с флюидно-силикатным расслоением ультраосновного расплава на калиевую и низкокалиевую фракции на этапе излияния ультраосновных пород.

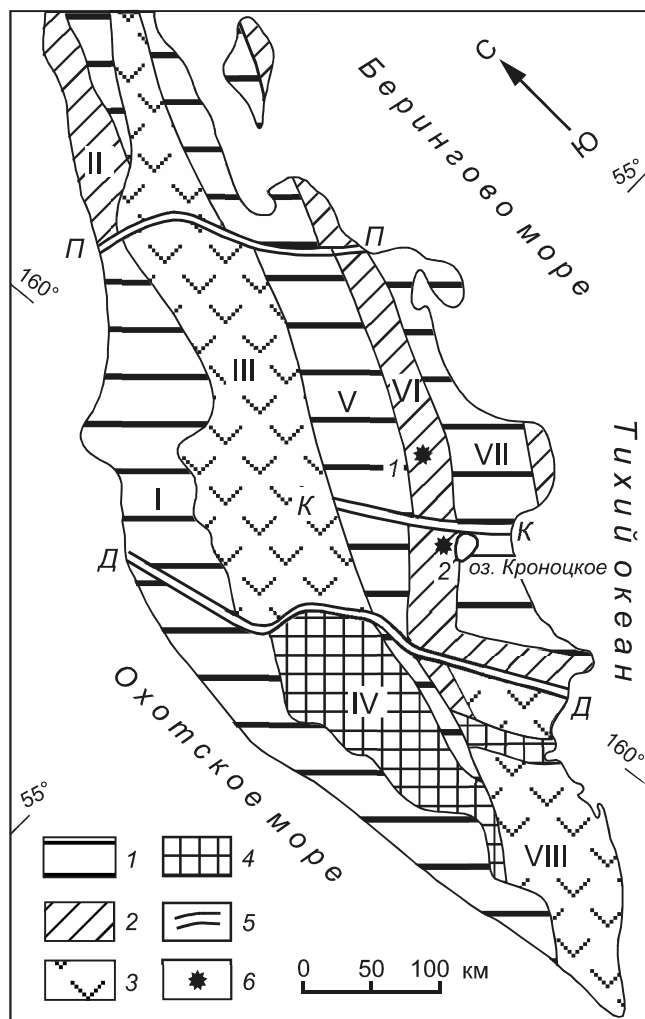
Особенностью позднемелового магматизма Восточной Камчатки является широкое проявление ультраосновного вулканизма, природа которого остается дискуссионной, несмотря на детальную изученность ультраосновных пород [1, 3, 5, 7, 9, 10, 11, 17]. Наиболее крупные выходы ультраосновных вулканитов, выделенные геологами-съемщиками в хребтовскую свиту [4], распространены в северной части Валагинского хребта и в хр. Тумрок (рис. 1). В составе свиты (мощностью 300 м) преобладают агломератовые вулканокластические образования высокомагнезиальных крупнопорфировых пикритов наряду с потоками лав, дайками, силлами и трубками взрыва.

Принадлежность пород хребтовской свиты к семейству пикритов [6] определяется содержаниями в них петрогенных компонентов (в мас. %):  $SiO_2 = 38–41$ ;  $MgO = 25–34$ ;  $Al_2O_3 = 3–6$ ;  $CaO = 4–7$ ;  $TiO_2 = 0.2–0.5$ ;  $Fe_2O_3 = 2–7$ ;  $FeO = 3–8$ ;  $Na_2O = 0.1–0.3$ ;  $K_2O = 0.1–6.0$ .

Геохимические характеристики восточнокамчатских пикритов: низкие концентрации некогерентных элементов (Y, Zr, Hf), минимумы Ta и Nb на спайдер-диаграммах, преобладание легких РЗЭ над тяжелыми ( $La/Yb = 5.1–7.6$ ), при невысокой сумме (18–30) всех РЗЭ сближают их с базальтоидами активных континентальных окраин и островных дуг [18].

Спецификой химического состава пикритов хребтовской свиты являются широкие вариации содержания калия.

В разрезе хребтовской свиты присутствуют лавы пикритов с концентрациями оксида калия от 4 до 6 мас. % наряду с преобладающими низкокалиевыми типами ( $K_2O < 0.3$  мас. %). Кроме этого, существуют разновидности с промежуточными содержаниями оксида калия, а также расслоенные силлы пикритов, в



**Рис. 1.** Тектоническая схема Камчатки с участками развития ультраосновных вулканитов, по [7].

*I* – прогибы, выполненные палеогеновыми и неогеновыми осадочными породами; 2–4 – поднятия: 2 – сложенные позднемеловыми–палеогеновыми вулканогенными породами, 3 – сложенные неогеновыми–четвертичными вулканогенными породами (вулканические дуги), 4 – сложенные метаморфическими породами; 5 – главные структурные швы (Д–Д – Диагональный, П–П – Паланский, К–К – Кроноцкий); 6 – участки распространения ультраосновных вулканитов: 1 – Северный (хр. Тумрок); 2 – Центральный (хр. Валагинский). Римские цифры: I – Тигильский прогиб, II – Кинкильское поднятие, III – Центрально-Камчатская дуга, IV – Срединный выступ, V – Центрально-Камчатский прогиб, VI – Восточно-Камчатское поднятие, VII – Восточно-Камчатский прогиб, VIII – Курило-Южно-Камчатская дуга.

которых ритмично переслаиваются пикриты с низкими ( $K_2O = 0.2$  мас. %) и повышенными (1.5 мас. %) концентрациями  $K_2O$ , что исключает метасоматический привнос калия в ультраосновные вулканиты и свидетельствует о его первичной природе. В отличие от калия, содержания натрия в пикритах хребтовской свиты одинаково низкие для всех типов вулканитов

(не более 0.3 мас. %) и не коррелируются с содержаниями калия.

Целью исследований, представленных в настоящей статье, явилось выяснение причин наблюдаемого распределения щелочей в пикритах Восточной Камчатки. В качестве основного объекта исследований выбран расслоенный силл пикритов хребтовской свиты северной части Валагинского хребта, в составе которого участвуют ультраосновные породы как с низкими, так и с повышенными содержаниями калия.

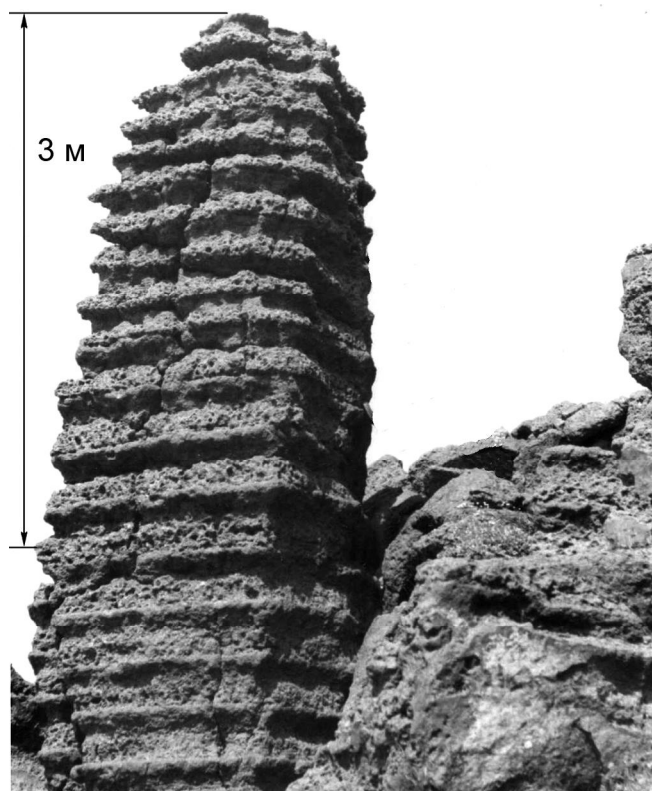
Расслоенные силлы пикритов присутствуют в разрезах отложений хребтовской свиты северной части Валагинского хребта [1] и хр. Тумрок [7]. На обоих участках вмещающими породами по отношению к силлам являются агломератовые туфы пикритов, представляющие пирокластическую фацию ультраосновного вулканизма.

Детальные описания геологического залегания ультраосновных пород хребтовской свиты приведены в работе [7].

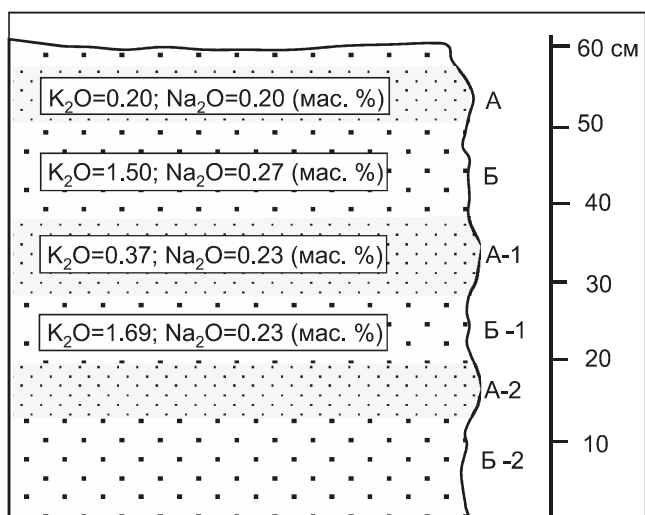
Наблюдаемая мощность силла в обнажении на участке в хр. Тумрок составляет более 10 м, в северной части Валагинского хребта – 1.5 м. Силлы характеризуются ритмичной плоскопараллельной расслоенностью, выраженной рельефным чередованием низкокалиевого (5 см) и калиевого (10 см) слоев. Стекловатый базис пикритов с повышенными концентрациями калия легче выветривается, формируя в обнажениях слои с вогнутой поверхностью (рис. 2).

В строении силла северной части Валагинского хребта насчитывается 6 ритмов переслаивания калиевых и низкокалиевых пикритов (рис. 3). Зоны контакта между переслаивающимися пикритами характеризуются плавным переходом.

Петрографическое изучение пород показывает, что пикриты из калиевого и низкокалиевого слоев имеют одинаковую ассоциацию породообразующих минералов, различаясь объемными количествами стекловатого базиса (рис. 4 а, б). Оба типа пикритов (калиевый и низкокалиевый) содержат крупные порфиновые выделения преобладающего серпентинизированного оливина и подчиненное количество мелких вкрапленников моноклинного пироксена. Основная масса состоит из тонких пластинок флогопита, зерен клинопироксена и акцессорного хромшпинелида, погруженных в частично серпентинизированное и хлоритизированное вулканическое стекло. Измененное стекло, помимо интерстиционного базиса, слагает в калиевой и низкокалиевой разновидностях пород отдельные обособления неправильной формы (глобули), отличающиеся от базисного стекла отсутствием вкрапленников (рис. 5 а, б). Из вторичных минералов в пи-

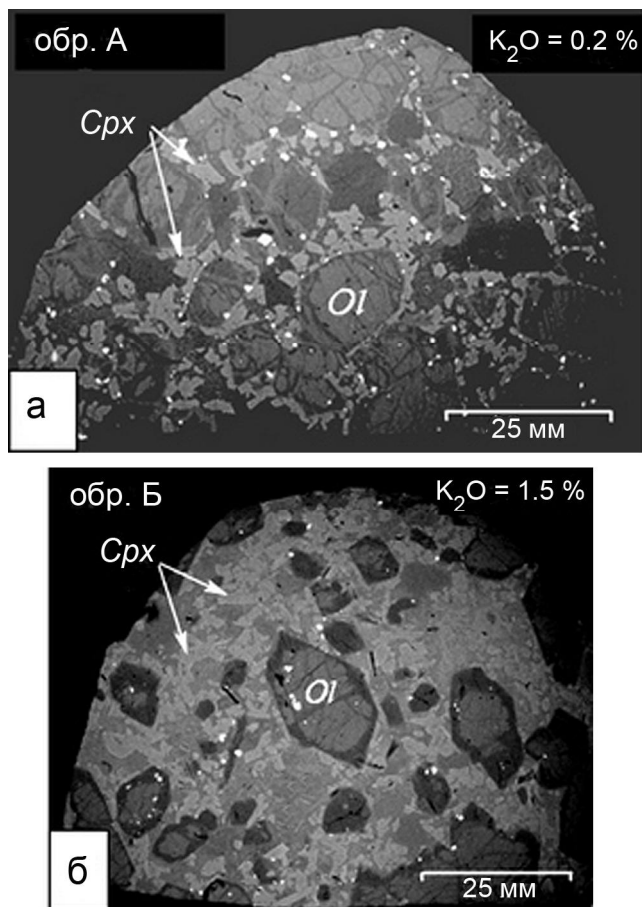


**Рис. 2.** Расслоенный силл пикрита с ритмичным чередованием пород с низкими (выступающий прослой) и повышенными (вогнутый прослой) содержаниями калия. Восточная Камчатка, хр. Тумрок (фото Марковского Б.А.)



**Рис. 3.** Схематическая зарисовка расслоенного силла пикритов Валагинского хребта.

Густотой точек подчеркнута количество порфировых вкрапленников оливина. Прослои: А, А-1, А-2 – с низкими содержаниями калия; Б, Б-1, Б-2 – с повышенными.



**Рис. 4.** Микрофотографии аншлифов пикритов расслоенного силла в отраженных электронах.

а – низкокалиевый пикрит (обр. А), б – калиевый пикрит (обр. Б); ОI – оливин (серый цвет), Срх – клинопироксен (светло-серый цвет), мелкие белые зерна – рудные минералы (магнетит и шпинель), темно-серые участки – интерстиционный стекловатый базис.

критках присутствуют серпентин, хлорит и карбонат, свидетельствующие о низкотемпературном зеленокаменном преобразовании ультраосновных вулканитов.

Корреляции минерального состава пикритов произведены на основании микрозондовых исследований, выполненных по стандартной методике в лаборатории рентгеновских методов АЦ ЦКП ДВГИ ДВО РАН на электронно-зондовом микроанализаторе JXA8100, фирмы JEOL (Япония), с энергодисперсионным спектрометром INCA x – sight (OXFORD Instruments, Англия).

Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 kV и силе тока  $10 \pm 0.01$  nA. Локальность анализа 1 мкм. Количественный и полуколичественный анализ осуществляется по процедуре PhyRoZ с использованием пользовательского (не встроенного) набора эталонов. Погрешности измерения содержа-

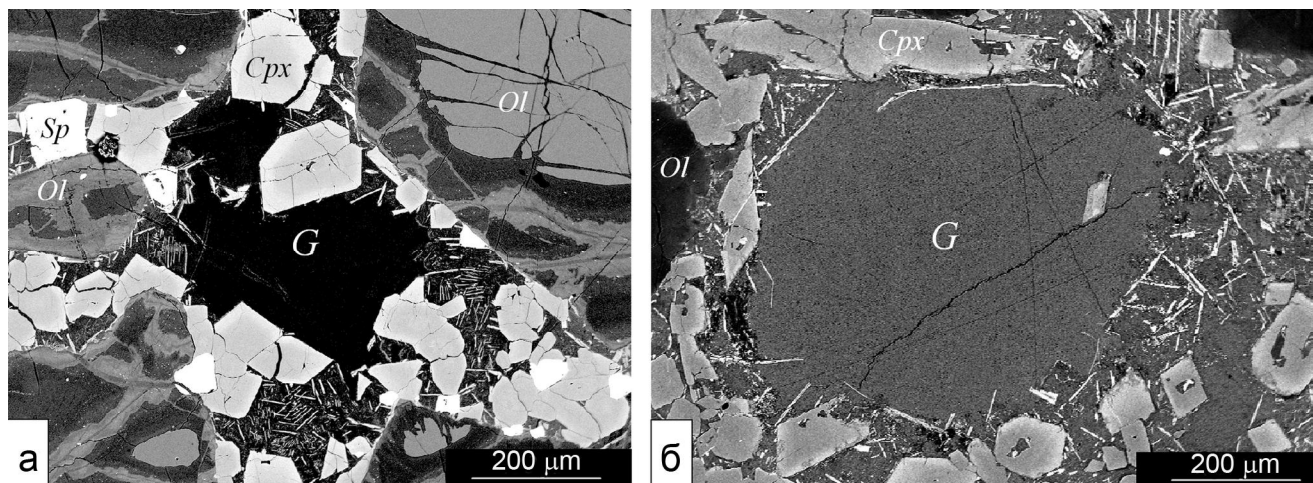


Рис. 5. Микрофотографии пикритов с обособлениями вулканического стекла в отраженных электронах.

а – низкокалиевый пикрит; б – калиевый пикрит. Здесь и на других рисунках: Ol – оливин; Cpx – клинопироксен, Sp – шпинель; G – обособления вулканического стекла (глобули), не содержащие минеральных вкрапленников; тонкие игольчатые кристаллы в основной массе – флогопит. Оливин серпентинизирован. Клинопироксен окружен светлой каймой с более высокими содержаниями Fe и Al.

ний анализируемых элементов: не более  $\pm 10$  отн. % при концентрациях элемента от 1 до 5 мас. %; до  $\pm 5$  отн. % при концентрациях – от 5 до 10 мас. % и до  $\pm 2$  отн. % при концентрациях элемента свыше 10 мас. %. Предел обнаружения, в зависимости от элемента, составляет от 0.04 до 0.1 мас. %. При анализе вулканических стекол использовалась растровая съемка наряду с точечными определениями. Аналитики: Екимова Н.И., Чубаров В.М.

Порфиновые вкрапленники оливинов из калиевого и низкокалиевого слоев пикритового силла имеют одинаковые формы и размеры кристаллов и не различаются по химическому составу (табл. 1). Для оливинов характерны предельно высокие концентрации MgO (доля форстеритового минала порядка 88 %) при незначительных колебаниях содержаний железа и кремния (табл. 1). Оценить зональность оливинов затруднительно из-за серпентинизации внешних участков зерен. В точках, приближенных к краям оливиновых кристаллов, фиксируется незначительное повышение железа (табл. 1). В виде редких вкрапленников в оливине встречается хромистая шпинель.

Клинопироксены, в отличие от оливинов, отчетливо зональные, но, так же как и оливины, имеют близкие характеристики химического состава в пикритах калиевого и низкокалиевого прослоев (табл. 2). По соотношению энстатитового, властонитового и ферросилитового компонентов клинопироксены классифицируются как диопсид-авгиты и салиты. В направлении к краям кристаллов в клинопироксенах возрастают содержания железа и алюминия и снижа-

ются – кремния и магния. Краевые зоны кристаллов сложены каймой, выделяющейся в отраженных электронах светлым фоном (рис. 5 а, б) за счет более высоких концентраций железа и алюминия (диопсидовый состав центральных зон меняется на салитовый). Эта закономерность прослеживается как для пироксенов калиевых, так и низкокалиевых пикритов. На диаграмме  $Al_2O_3$ -Mg# (рис. 6) фигуративные точки центров пироксеновых кристаллов обоих типов пикритов формируют локальное поле, подтверждающее вывод о сопоставимости химических составов клинопироксенов расслоенного силла. Отдельную область на диаграмме занимают составы краевых зон пироксенов, отличающихся пониженной магниезностью и более высокими концентрациями  $Al_2O_3$ . Содержания этого оксида в каймах пироксенов низкокалиевых пикритов в среднем на 1 мас. % выше, чем в каймах клинопироксенов калиевых разновидностей (табл. 2). В некоторых клинопироксенах как из калиевых, так и низкокалиевых прослоев в краевых зонах зерен отмечается появление натрия (до 0.5 мас. %  $Na_2O$ ) и пропорциональное снижение концентраций CaO.

Флогопиты пикритов расслоенного силла образуют дендритную (скелетную) форму кристаллов, свидетельствующую об их кристаллизации из перерожденной магмы. При этом флогопиты калиевых пикритов отличаются от флогопитов низкокалиевых пикритов более крупными размерами кристаллов, что отчетливо проявляется на фотографиях, снятых в отраженных электронах (рис. 7 а, б). Однако различий в химических составах флогопитов калиевых и низ-

Таблица 1. Химический состав (мас. %) оливинов из пикритов расслоенного силла.

Компоненты	1А	2А	3А	4А	5А	1Б	2Б	3Б	4Б	5Б
	Ц	Кр	Ц	Ц	Ц	Ц	Ц	Кр	Ц	Ц
SiO <sub>2</sub>	40.06	40.10	40.52	40.98	39.16	39.89	40.23	40.23	41.09	40.40
TiO <sub>2</sub>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	10.43	10.65	10.27	10.34	10.35	10.38	10.35	10.77	10.75	10.37
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	48.33	48.63	48.66	48.75	47.78	47.42	48.49	48.08	48.71	47.82
CaO	0.42	0.37	0.39	0.37	0.44	0.48	0.47	0.54	0.38	0.47
Na <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	99.24	99.75	99.84	100.44	97.73	98.17	99.54	99.62	100.93	99.06
Кристаллохимические коэффициенты на 4 (O)										
Si	0.993	0.99	0.997	1.001	0.987	0.987	0.994	0.995	1.001	1.002
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe <sup>2+</sup>	0.216	0.22	0.211	0.211	0.218	0.218	0.214	0.223	0.219	0.215
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	1.786	1.79	1.785	1.776	1.796	1.796	1.786	1.773	1.769	1.768
Ca	0.011	0.01	0.01	0.01	0.012	0.012	0.012	0.014	0.01	0.012
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
X <sub>Mg</sub>	88.87	88.63	88.96	88.93	88.64	88.64	88.75	88.20	88.54	88.60

Примечание. Анализы с индексом «А» соответствуют пикритам низкокалиевого прослоя (обр. А), с индексом «Б» – пикритам калиевого прослоя (обр. Б); «Ц» – центр кристалла, Кр – край кристалла;  $X_{Mg} = [Mg/(Mg+Fe+Mn)] \times 100$ . Нулевые концентрации компонентов означают содержания ниже чувствительности прибора. Все железо приведено в закисной форме. Анализы минералов выполнены в лаборатории рентгеновских методов ДВГИ ДВО РАН на рентгеновском микроанализаторе JXA 8100.

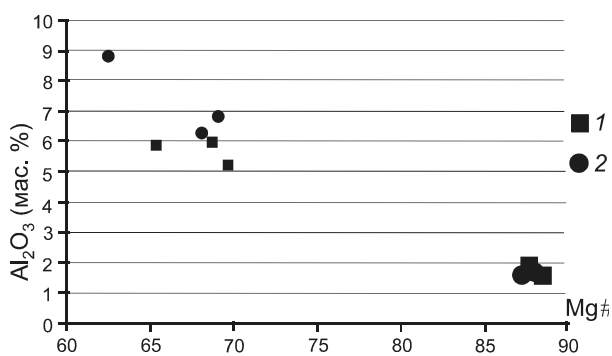


Рис. 6. Диаграмма Mg#–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (мас. %) для клинопироксенов.

$Mg\# = [Mg/(Mg+Fe+Mn)] \times 100$ . Клинопироксены: 1 – калиевых пикритов, 2 – низкокалиевых. Крупные фигуры – центры кристаллов, мелкие – краевые зоны.

кокалиевых пикритов не обнаруживается. Для флогопитов расслоенного силла существует проблема получения представительных микрозондовых анализов, связанная с малыми размерами поперечных сечений удлиненных чешуек, особенно в низкокалиевых пикритах. Представленные в таблице 3 результаты определений химических составов флогопитов носят ка-

чественный характер. По данным таблицы флогопиты калиевых и низкокалиевых пикритов характеризуются пониженными концентрациями алюминия, кремния и повышенными – магния. В некоторых зернах флогопита фиксируется одновременное увеличение концентраций кальция и фосфора, свидетельствующее о присутствии микровключений апатита.

Особенностью акцессорной шпинели, относящейся к группе хромшпинелидов, являются предельно низкие содержания алюминия, повышенные концентрации хрома, магния и низкие – титана (табл. 4). Расчетные соотношения окисного и закисного железа в хромшпинелидах указывают на преобладание окисного железа над закисным. Это проявилось в равной степени в шпинелях из калиевых и низкокалиевых пикритов. Важно отметить, что составы хромшпинелидов переслаивающихся ультрабазитов близки между собой. В обоих типах пикритов краевые зоны шпинелевых зерен замещены магнетитом. Кроме этого, вторичный магнетит трассирует участки серпентинизации оливинов (рис. 4 а, б). На классификационной диаграмме Дика и Буллина [16] фигуративные точки хромшпинелидов пикритового силла ложатся в поле шпинелей бонинитов.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) клинопироксенов из пикритов расслоенного силла.

Компоненты	1А	1А	2А	2А	3А	3А	1Б	1Б	2Б	2Б	3Б	3Б
	Ц	Кр	Ц	Кр	Ц	Кр	Ц	Кр	С	Кр	Ц	Кр
SiO <sub>2</sub>	51.56	45.46	51.19	45.26	51.65	43.35	51.50	45.76	51.09	45.85	50.93	45.34
TiO <sub>2</sub>	0.19	1.00	0	1.08	0	1.77	0	0.88	0	1.00	0	1.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.57	6.29	1.66	6.87	1.92	8.85	1.91	5.22	1.87	5.95	2.13	5.87
FeO	3.85	10.08	3.98	9.54	4.2	11.17	4.13	9.51	4.18	9.84	5.12	10.42
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0.34	0	0	0	0.33
MgO	16.54	12.05	16.23	11.94	16.74	10.46	16.67	12.23	16.42	12.14	16.94	11.05
CaO	23.09	22.01	23.39	21.86	23.4	21.93	22.77	22.37	23.61	22.35	20.45	22.41
Na <sub>2</sub> O	0	0	0.90	0.42	0.9	0.47	1.1	0	0.88	0	0.6	0
K <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	96.8	96.89	97.35	96.97	98.81	98.00	98.08	96.31	98.05	97.13	96.17	96.48
Кристаллохимические коэффициенты на б (О)												
Si	1.943	1.792	1.723	1.738	1.892	1.66	1.897	1.777	1.887	1.765	1.921	1.769
Ti	0.005	0.023	0.043	0.031	0.	0.051	0.	0.026	0.	0.029	0.	0.031
Al	0.07	0.213	0.337	0.311	0.083	0.399	0.083	0.239	0.081	0.27	0.095	0.27
Fe <sup>2+</sup>	0.087	0.14	0.186	0.124	0.	0.144	0.	0.153	0.	0.175	0.054	0.21
Fe <sup>3+</sup>	0.034	0.157	0.147	0.183	0.129	0.213	0.127	0.156	0.129	0.141	0.107	0.13
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0.011	0	0	0	0.011
Mg	0.929	0.741	0.641	0.683	0.914	0.597	0.915	0.708	0.904	0.697	0.953	0.643
Ca	0.932	0.934	0.907	0.899	0.918	0.9	0.899	0.931	0.935	0.922	0.826	0.937
Na	0	0	0.016	0.031	0.064	0.035	0.079	0	0.063	0	0.044	0
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
X <sub>Mg</sub>	88.45	68.06	87.91	69.05	87.66	62.54	87.80	69.63	87.50	68.74	85.50	65.40
Wo	47.02	47.36	48.21	47.61	47.44	48.52	46.77	47.52	48.25	47.63	42.59	48.53
En	46.86	37.60	34.07	36.18	47.22	32.20	47.65	36.15	46.69	36.00	49.09	33.29
Fs	6.12	15.04	17.73	16.22	5.35	19.29	5.58	16.34	5.06	16.37	8.32	18.17

Примечание. Wo – волластонит, En – энстатит, Fs – ферросилит. Остальные пояснения соответствуют табл. 1.

Таблица 3. Химический состав (мас. %) флогопитов из пикритов расслоенного силла.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
1А	31.56	2.97	14.66	16.24	13.16	3.12	0.51	8.34	2.24	92.79
2А	33.48	3.37	15.15	16.89	13.36	0.72	0	8.76	0.66	92.39
3А	33.16	3.02	15.43	17.29	12.48	1.12	0.57	8.41	0	92.19
4А	32.52	4.67	16.35	23.78	8.08	0	0.76	8.55	0	95.27
1Б	32.45	2.66	16.26	18.99	11.57	2.44	0.47	8.70	1.97	95.51
2Б	33.69	2.93	16.87	19.54	11.54	1.80	0	8.75	1.01	96.12
3Б	35.92	2.91	14.73	15.93	14.00	1.75	0.79	9.10	0	95.13
4Б	37.90	2.23	12.30	13.96	20.49	0.50	0.52	8.63	0	96.53

Примечание. Пояснения соответствуют табл. 1.

Вулканические стекла калиевых и низкокалиевых пикритов, в отличие от породообразующих минералов, заметно различаются по химическому составу (табл. 5).

В калиевых прослоях вулканическое стекло является основным концентратором K<sub>2</sub>O. Количество флогопита недостаточно, чтобы обеспечить фиксируемое в породах содержание этого элемента. Как отмечалось выше, стекла в пикритах калиевых и низкокалиевых прослоев представлены двумя фазами: 1 – интерстиционный стекловатый базис, включающий в

себя множество удлиненных микропластинок флогопита и 2 – отдельные обособления неправильной формы (глобули), не содержащие слюду. Границы между фазами постепенные. Микронзондовые исследования показывают, что составы стекол интерстиционного базиса и глобулей в калиевых пикритах – близки (табл. 5). Различие фиксируется только по магнию. Содержания MgO в стеклах из обособлений в среднем на один процент выше, чем в стеклах основной массы. По набору химических элементов стекла калиевых пикритов сопоставимы с флогопитами, за-

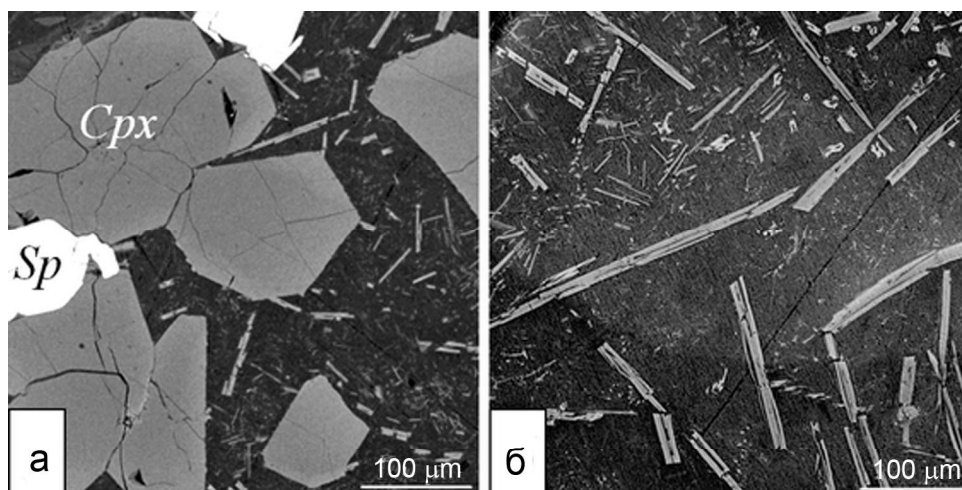


Рис. 7. Одномасштабные фотографии игольчатых кристаллов флогопита в калиевых (а) и низкокалиевых (б) пикритах расслоенного силла.

Таблица 4. Химический состав (мас. %) шпинелей из пикритов расслоенного силла.

Компоненты	1А	2А	3А	1Б	2Б	3Б
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.93	7.79	7.78	6.96	8.32	8.7
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	46.25	45.55	44.62	43.16	44.8	39.33
FeO	32	31.7	35.6	33.24	34.12	36.05
MgO	11.66	11.61	9.3	10.46	10.63	12.03
TiO <sub>2</sub>	0.74	0.59	0.67	0.52	0.69	0.71
Сумма	99.72	98.14	97.97	96.57	98.57	99.46
Кристаллохимические коэффициенты на 4 (O)						
Al	0.309	0.308	0.311	0.286	0.326	0.342
Cr	1.211	1.208	1.195	1.189	1.179	1.037
Fe <sup>2+</sup>	0.443	0.434	0.548	0.470	0.490	0.420
Fe <sup>3+</sup>	0.443	0.455	0.461	0.498	0.46	0.586
Mg	0.575	0.58	0.47	0.543	0.527	0.598
Ti	0.018	0.015	0.017	0.014	0.017	0.018
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0.565	0.572	0.462	0.536	0.518	0.587
Cr/(Cr+Al)	0.797	0.797	0.793	0.806	0.783	0.752
Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +Fe <sup>2+</sup> )	0.500	0.512	0.457	0.514	0.484	0.583

Примечание. Пояснения соответствуют табл. 1.

ключенными в стекле, отличаясь от последних отсутствием TiO<sub>2</sub>, меньшими количествами Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, и FeO и практически в два раза большими концентрациями MgO. Содержание K<sub>2</sub>O в стеклах варьируют от 5 до 9 мас. %. Эти колебания фиксируются как в стеклах интерстиционного базиса, так и в стеклах глобулей. Между содержаниями оксида калия и оксида магния прослеживается обратная корреляция (табл. 5). Очевидно, это обусловлено вторичными изменениями ультраосновного стекла, сопровождавшимися частичным выносом калия при серпентинизации. Вероятность такого предположения подтверждается тем фактом, что взаимозависимое повышение магния и понижение калия устанавливаются как для базисно-

го стекла, так и для стекловатых обособлений. Другой характерной особенностью химического состава стекол калиевых пикритов является отсутствие в них натрия и кальция.

Стекла из пикритов низкокалиевого прослоя, также формируют две аморфные минеральные фазы: стекловатый базис с множеством микропластинок флогопита и отдельные обособления (глобули). Как и в калиевых прослоях, составы этих фаз близки между собой, с закономерным более высоким содержанием MgO (на 1 мас. %) в стеклах обособлений. По концентрациям оксидов кремния и магния стекла низкокалиевого прослоя приближаются к серпентинам, отличаясь наличием алюминия (5–7 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и

Таблица 5. Химический состав (мас. %) вулканических стекол пикритов расслоенного сила по данным микрозондового анализа.

		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total
1А	Г	38.99	0	5.38	3.98	36.29	0	0	0	84.64
2А	Г	37.64	0	6.12	4.82	35.31	0	0	0	83.89
3А	Г	38.24	0	5.31	4.85	34.72	0	0	0.45	83.58
4А	Г	37.98	0	5.13	3.93	35.42	0	0	0	82.46
5А	Г	36.58	0	6.79	6.10	32.46	0	0	0.20	82.13
6А	И	37.29	0	6.79	5.53	31.93	0	0	0.62	82.16
7А	И	36.53	0	6.72	5.86	33.53	0	0	0	82.85
8А	И	36.58	0	7.77	5.33	32.77	0	0	0.49	82.93
9А	И	36.90	0	5.72	5.25	32.81	0	0	0.35	81.03
10А	И	36.91	0	6.50	5.54	34.37	0	0	0.19	83.52
1Б	Г	39.76	0	9.76	8.08	25.16	0	0	7.78	90.55
2Б	Г	39.23	0	9.55	8.92	28.66	0	0	5.62	91.98
3Б	Г	40.13	0	10.3	10.64	22.06	0	0	8.54	91.66
4Б	Г	38.66	0	9.39	8.77	26.20	0	0	6.33	89.35
5Б	Г	37.14	0	8.68	9.02	27.18	0	0	4.96	86.98
6Б	И	39.61	0	10.02	9.75	24.05	0	0	7.44	90.87
7Б	И	37.59	0	8.01	9.65	26.19	0.28	0	4.71	86.44
8Б	И	39.74	0	10.16	9.53	22.70	0	0	8.88	91.01
9Б	И	39.36	0	10.16	9.38	22.27	0	0	8.74	89.91
10Б	И	38.28	0	8.89	10.41	25.03	0	0	5.78	88.39

Примечание. Анализы с индексом «А» соответствуют пикритам низкокалиевого прослоя (обр. А), с индексом «Б» – пикритам калиевого прослоя (обр. Б); Г – стекло глобулей, И – стекло интерстиционного базиса. Нулевые концентрации компонентов означают содержания ниже чувствительности прибора, все железо приведено в закисной форме.

меньшими концентрациями MgO (22–27 мас. %). В стеклах обеих фаз низкокалиевых пикритов отсутствуют натрий, кальций и титан. Содержания K<sub>2</sub>O варьируют от 0 до 0.6 мас. %, характеризуюсь обратной зависимостью от концентраций MgO, что, очевидно, как и в случае с калиевыми пикритами, обусловлено частичным перераспределением калия при вторичном изменении стекла.

Сравнение химических составов стекол пикритов калиевого и низкокалиевого прослоев показывает, что они представляют собой две фракции ультраосновного расплава с областями разрыва по содержаниям магния (рис. 8), калия (рис. 9), алюминия (рис. 10) и железа. Стекла калиевых прослоев близки по составу к флогопитам, а низкокалиевых – к серпентинам. Различия в концентрациях K<sub>2</sub>O в стеклах переслаивающихся пикритов достигают 9 мас. %. Кроме этого, объемные количества стекловатого базиса в калиевых пикритах в два раза выше, чем в низкокалиевых. Различаются и размеры кристаллов флогопита, заключенных в основной массе стекол. В калиевых пикритах они намного крупнее, чем в низкокалиевых (рис. 6 а, б). Создается впечатление, что низкокалиевые пикриты сформировались за счет калиевых, при удалении из последних части остаточного расплава, из чего следовало бы ожидать различия в содержани-

ях петрогенных компонентов пикритов калиевого и низкокалиевого прослоев. Но это не подтверждается результатами химических анализов пород (табл. 6). Для исследований выполнены два анализа пикритов из калиевого и два из низкокалиевого прослоев, показавшие близкие химические составы пикритов одинаковой калиевости. В табл. 6 приведены анализы только двух образцов (207-15 – низкокалиевый пикрит и 207-16 – калиевый пикрит), для которых были проанализированы их минеральные составы (табл. 1–5).

Как следует из таблицы 6, калиевый и низкокалиевые пикриты силла имеют сопоставимые содержания химических компонентов, различаясь только концентрациями калия (на 1.3 мас. %) и потерь при прокаливании (на 2 мас. %). Последнее отражает степень серпентинизации оливина, объемные количества которого в низкокалиевых пикритах больше, чем в калиевых, что определяет более высокие содержания кристаллизационной воды. При пересчете анализов на безводное количество калиевые пикриты в сравнении с низкокалиевыми (среднее для двух измерений) содержат больше на 0.8 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и на 1.4 мас. % K<sub>2</sub>O, при пониженных на 1.72 мас. % концентрациях MgO. Содержания других петрогенных компонентов отличаются на величины, не превышающие допустимые ошибки анализа для каждого элемента



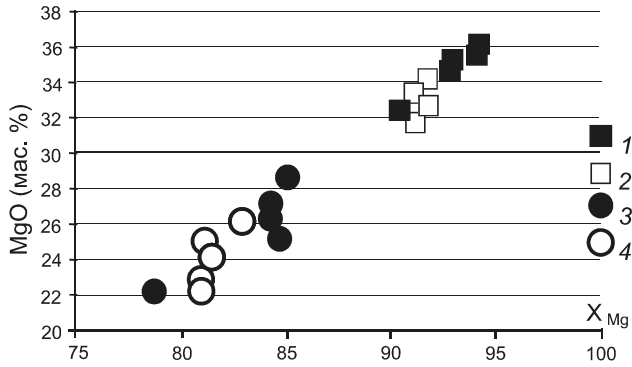


Рис. 8. Диаграмма  $X_{Mg}$ –MgO (мас. %) для вулканических стекол.

Вулканические стекла: 1, 2 – калиевых пикритов; 3, 4 – низкокалийевых пикритов. 1, 3 – стекла основной массы; 2, 4 – глобулы.  $X_{Mg}$  – отношение молекулярных количеств MgO/(MgO + FeO + 0.85Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)

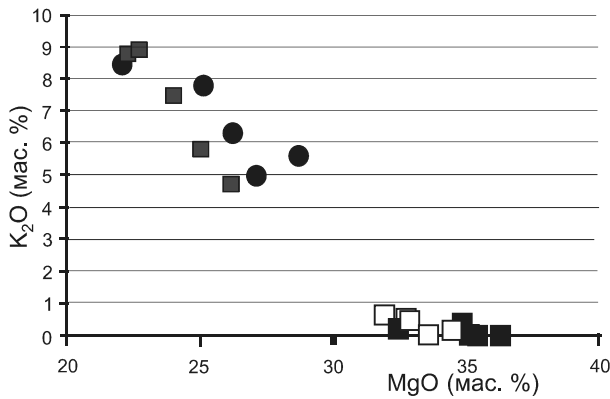


Рис. 9. Диаграмма K<sub>2</sub>O – Mg<sub>2</sub>O для вулканических стекол. Обозначения соответствуют рис. 8.

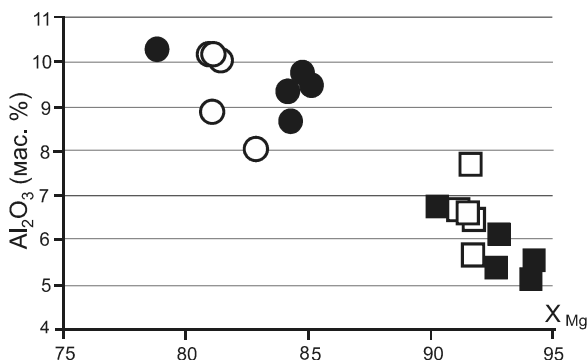


Рис. 10. Диаграмма  $X_{Mg}$ –Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (мас. %) для вулканических стекол.

Обозначения соответствуют рис. 8.



Рис. 11. Многокомпонентная диаграмма для пикритов расслоенного силла хребтовской свиты.

Содержания элементов нормированы по примитивной мантии [19]. Пунктирная линия – низкокалийевые пикриты (обр. А), сплошная – калиевые (обр. Б). Используются данные табл. 6.

(табл. 5). Магнезиальность пород ( $X_{Mg}$ ), рассчитанная по отношению молекулярных количеств MgO/(MgO + FeO + 0.85Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), имеет равные значения для калиевых и низкокалийевых пикритов (0.87). Геохимические исследования показывают, что дополнительно к калию пикриты различаются содержаниями рубидия, тория и урана (химически родственных к калию). Распределение других рассеянных компонентов сопоставимые (табл. 6, рис. 11).

Таким образом, можно констатировать, что химические составы переслаивающихся пикритов силла близки, за исключением концентраций K<sub>2</sub>O и родственных калию рубидия, тория и урана. Стекловатый облик пикритов калиевых прослоев указывает на то, что в момент кристаллизации они были интенсивнее флюидизированны. Об этом же свидетельствует более крупный размер флогопитовых зерен, слагающих основную массу калиевых пикритов (рис. 6 а, б). В то же время составы оливинов и клинопироксенов, размеры и формы их кристаллов в калиевых и низкокалийевых прослоях одинаковые. Сформировать такое ритмичное расслоение ультраосновной магмы путем фракционной кристаллизации невозможно. В породах присутствуют глобулы вулканического стекла и дендритные структуры флогопита, указывающие на переохлаждение ультраосновного расплава в период его кристаллизации, и не фиксируются признаки гравитационной дифференциации.

Наблюдаемая в пикритах полосчатого силла расслоенность на флюидизированную калиевую (одновременно обогащенную рубидием, торием и ураном) и низкокалийевую части, по представлениям авторов, объясняется двумя последовательными процессами.

Таблица 6. Химический состав пикритов полосчатого силла (Валагинский хребет).

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
А	40.09	0.21	3.09	4.20	5.26	0.15	33.53	4.85	0.20	0.20	0.14	8.24	100.16
Б	41.05	0.24	3.90	3.85	5.49	0.15	32.19	4.92	0.27	1.50	0.20	5.87	99.64
А1	43.61	0.23	3.36	4.57	5.72	0.16	36.48	5.28	0.22	0.22	0.15	0	100.00
Б1	43.78	0.26	4.16	4.11	5.86	0.16	34.33	5.25	0.29	1.60	0.21	0	100.00

	V	Cr	Co	Ni	Y	Zr	Rb	Sr	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm
А	82.9	1670	74.9	1120	3.78	11.9	5.88	174.7	815.3	2.43	5.75	0.815	4.14	1.08
Б	97.5	1680	77.4	1110	4.97	17.1	24.3	209.5	725.3	3.78	8.37	1.310	6.60	1.83

	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
А	0.391	1.05	0.152	1.01	0.164	0.487	0.058	0.370	0.069	0.383	0.020	0.41	0.218
Б	0.419	1.41	0.203	1.01	0.208	0.470	0.079	0.653	0.077	0.545	0.028	1.24	0.499

*Примечание.* Пробы: А – пикрит (низкокалиевый прослой); Б – пикрит (калиевый прослой); пробы А1, Б1 – химические анализы пикритов А и Б, пересчитанные на безводные составы. Содержания петрогенных компонентов приведены в мас. %, рассеянных – в г/т. Анализы пород выполнены в лаборатории аналитической химии ЦКП ДВГИ ДВО РАН. Основные элементы определены методами атомно-эмиссионной спектроскопии, H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>, ППП, SiO<sub>2</sub> – методом гравиметрии, FeO – методом титриметрии. Содержание малых элементов определено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре Agilent 7500 с (Agilent Techn., США). Аналитики: Волкова Е.В., Горбач Г.А., Зарубина Н.В., Каминская В.Н., Ткалина Е.А., Хуркало Н.В

Первый – жидкостная дифференциация расплава на ранней стадии кристаллизации с формированием порций флюидизированной калиевой магмы по механизму, изложенному в работах [2, 12, 13, 15]. Этот механизм, предполагающий разделение расплава с участием кластеров (зародышей кристаллов), ответственен за образование низкокалиевых и калиевых пикритов ритмично расслоенного силла (обр.: А, Б), генезис которых аналогичен флюидно-силикатному делению кислых стекол, также обычно формирующих полосчатое переслаивание [8]. Предполагается, что существенную роль в этом процессе играл кинетический фактор движения магмы в момент внедрения расплава во вмещающие породы (ликвационно-кинетическое расслоение, по Е.В. Шаркову [14]).

Предкристаллизационная эволюция ультраосновного расплава на стадии кластерного состояния при низких концентрациях алюминия приводила к образованию в жидкой магме кластеров силикатов калия, легко растворимых флюидом [15] и, вследствие этого, обладающих высокой подвижностью. Этим объясняется отсутствие в пикритах корреляции между калием и другими петрогенными компонентами, наподобие метасоматической [5], и зависимость калиевости пород от их флюидонасыщенности. По данным Б.И. Марковского и В.К. Ротмана [7], субинтрузивные разновидности пикритов содержат больше калия, чем излившиеся ультрабазиты. Предкристаллизационное фракционирование расплава на кластеры обусловило обогащение магматического флюида щелочами, а также рубидием, торием и ураном (геохимически родственными калию), которые перераспределялись

из расплава во флюид. Дальнейшая эволюция магмы с кристаллизацией оливина и высокотемпературной хромистой шпинели привела к относительному повышению в остаточном расплаве кремния, кальция и железа. Вероятно, в этот момент произошло субликвидное расслоение кристаллизующейся магмы на две близкие по химическому составу фракции, ритмично переслаивающиеся между собой, с обогащением одной из фракций флюидными компонентами. Причиной, вызвавшей такое быстрое одномоментное расслоение ультраосновного расплава, могло служить переохлаждение кристаллизующейся системы вследствие потери части летучих при внедрении магмы во вмещающие агломератовые туфы пикритов. Факт переохлаждения подтверждается наличием в пикритах глобулей вулканического стекла и дендритных структур флогопита. Очевидно, с переохлаждением расплава связана массовая кристаллизация в пикритах мелких кристаллов клинопироксена (стремление понизить внутреннюю энергию за счет формирования множества поверхностей), часть из которых характеризуется футляровидными формами и эпитаксическим обрастанием зерен оливина. Условия застывания флюидонасыщенной (калиевой) магмы отличались от условий кристаллизации низкокалиевой фракции. Это второй фактор, обусловивший перераспределение калия в пикритах. Кристаллизация клинопироксенов в флюидизированной части расплава привела к обогащению остаточной магмы алюминием, калием, рубидием, торием и ураном, некогерентных по отношению к оливину и клинопироксену, и обусловило массовую кристаллизацию флогопита, количество которого

го ограничивалось низким содержанием алюминия. Большая часть калия сконцентрировалась в остаточном расплаве, застывшем в виде стекловатой массы. В результате в флюидизированной порции магмы, обогащенной калием, сформировались ультракалиевые ( $K_2O = 8-9$  мас. %, обр. Б) стекла с возрастанием концентрации калия в стекле в шесть раз по сравнению с содержанием калия в матрице породы ( $K_2O = 1.5$  мас. %). В низкокалиевом расплаве весь калий израсходовался на флогопит на стадии кристаллизации этого минерала, и остаточное стекло оказалось практически без калия. Экстрагирование дифференцированного по калию расплава (фильтр-прессинг или другой подобный механизм) на промежуточных стадиях кристаллизации ультраосновной магмы, а также неоднократность процесса флюидно-силикатного деления магмы на разных этапах активизации ультраосновного вулканизма приводило к формированию в хребтовской свите ультрабазитов широкого спектра калиевости от низкокалиевых (преобладают) до высококалиевых. Последние могли образовывать самостоятельные потоки, которые В.А. Селиверстов и др. [10], ориентируясь на повышенные содержания  $K_2O$ , охарактеризовали как лампроитоиды. Однако основным источником калия в описываемых вулканиках хребтовской свиты является расплав, не отличающийся высокими концентрациями этого элемента и характеризуемый по геохимическим особенностям как нормальнощелочной.

Отдельно необходимо остановиться на распределении натрия. Весь натрий в описываемых пикритах сосредоточен в пироксенах и флогопите. Стекловатые массы калиевых и низкокалиевых пикритов не содержат  $Na_2O$ . Следуя выводам [15], поведение натрия при флюидно-силикатном разделении расплава аналогичное калию. Но при низких содержаниях алюминия и кремния натрий уступал калию в конкуренции за эти элементы и, очевидно, покидал расплав с флюидной фазой. При этом следует учитывать изначально низкие концентрации натрия в пикритах хребтовской свиты.

Таким образом, повышенная калиевость пикритов Восточной Камчатки обусловлена обогащением этим элементом остаточного расплава с предшествующим флюидно-силикатным разделением ультраосновной магмы на калиевую и низкокалиевую фракции.

Описанный выше пример ритмичного расслоения пикритового силла отражает механизм формирования калиевых пикритов на стадии излияния ультраосновного расплава.

Работа выполнена при поддержке фонда ДВО РАН (грант 15-I-2-053)

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Ноздрачев Е.А. Меловой ультраосновной вулканизм Камчатки (петрогенезис и геодинамические условия формирования) // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы третьей Всерос. конф., Владивосток, 20–23 сентября 2016 г. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 128–131.
2. Безмен Н.И. Надликвидусная дифференциация флюидных магматических расплавов в восстановительных условиях как возможный механизм формирования расслоенных массивов (экспериментальные исследования) // Петрология. 2001. Т. 9, № 4. С. 398–416.
3. Васильев Ю.Р., Гора М.П., Шевко А.Я. Особенности петрологии крупнообъемных меймечит-пикритовых ассоциаций из разноструктурных регионов Сибири, Приморья и Камчатки: Материалы II Всерос. конф. «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит», Владивосток, 2014. Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 162–165.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (3-е поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист N 57 Петропавловск-Камчатский: Объясн. зап. СПб: Изд-во СПб картограф. фабрики: ВСЕГЕИ, 2006. 376 с.
5. Житков А.С., Щека С.А., Вржосек А.А. Закономерности распределения урана и тория в базит-гипербазитовых комплексах // Геохимия. 1984. № 8. С. 1192–1201.
6. Магматические горные породы (классификация, номенклатура, петрография). Ч 1. М.: Наука, 1985. 359 с.
7. Марковский Б.А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с.
8. Русинов В.Л. Петрология вулканического комплекса Лашкерекской кальдеры (Узбекистан) и проблема гетерогенезации кислых лав // Петрология. 2001. Т. 9, № 1. С. 70–88.
9. Селиверстов В.А., Колосков А.В., Лапутина И.П., Филофова Т.М., Чубаров В.М. Первые данные о составе минералов глубинных включений в меймечитах Камчатки // Докл. РАН СССР. 1984. Т. 278, № 4. С. 949–953.
10. Селиверстов В.А., Колосков А.В., Чубаров В.М. Лампроитоподобные калиевые щелочно-ультраосновные породы Валагинского хребта Восточной Камчатки // Петрология. 1994. Т. 2, № 2. С. 197–213.
11. Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононова Н.Н. Новые данные по петрологии и геохимии ультрамафических вулкаников Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1989. № 12. С. 1694–1709.
12. Соболев Р.Н. Упорядочение силикатных расплавов, сопровождающее их остывание // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1999. № 2. С. 3–8.
13. Соболев Р.Н. Кинетический подход к кристаллизации магматических расплавов // Докл. АН. 2007. Т. 412, № 4. С. 543–546.
14. Шарков Е.В. Роль энергии образования поверхности в магматических процессах. Статья 1. Затвердевание расплавов // Изв. вузов. Геология и разведка. 2002. № 2. С. 70–82.
15. Эпельбаум М.Б. Формирование химических соединений в силикатных расплавах и их роль в магматических явлениях // Исследования структуры магматических расплавов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 33–40.

16. Dick H J B, Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // *Contrib. Mineral. & Petrology*. 1984. V. 86. P. 54–76.
17. Kamenetsky V.S., Sobolev A.V., Joron J.I., Semet M.P. Petrology and geochemistry of Cretaceous ultramafic volcanics from Eastern Kamchatka // *J. Petrology*. 1995. V. 36, N 3. P. 637–662.
18. Morrison G.W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association // *Lithos*. 1981. V. 13, N 1. P. 42–56.
19. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

*Рекомендована к печати А.В. Колосковым*

**Z.G. Badredinov, B.A. Markovsky, I.A. Tararin, N.I. Ekimova, V.M Chubarov**

### **Rhythmic layering of an ultrabasic melt in potassium and low-potassium fractions on the example of picrites, Eastern Kamchatka**

Mineral and chemical composition of the stratified subvolcanic ultrabasic rocks formed in the process of fluid-silicate (liquid) separation of the ultrabasic magma into potassium and low potassium fractions is characterized by the example of the layered picritic sill from the Late Cretaceous formation of the ultrabasic volcanites from Eastern Kamchatka. It is determined that the main potassium concentrator in picrites from potassium layers is residual volcanic glass, the  $K_2O$  content in which reaches as much as 8–9 wt. %, that is unique for ultrabasic melts.

**Key words:** sill, picrites,  $K_2O$ , liquid separation, residual melt, Peninsula Kamchatka.