

УДК [552.16+550.42](571.66)

## МЕЛОВОЙ УЛЬТРАОСНОВНОЙ ВУЛКАНИЗМ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

© 2015 г. И. А. Тарарин

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН  
690022 Владивосток, проспект 100-летия Владивостока, 159,  
e-mail: itararin@mail.ru*

Поступила в редакцию 05.12.2013 г.

Метапикриты и метапикробазальты позднемезозойского возраста встречаются во всех апотерригенных толщах Срединнокамчатского кристаллического массива, образуя покровы, потоки и силлы мощностью от первых до 100 и более метров. Метапикриты обладают геохимическими характеристиками пород, промежуточными между толеитами срединно-океанических хребтов и островодужными толеитами, что типично для комплексов вулканитов окраинных бассейнов. Вмещающими породами являются терригенные толщи кихчикской серии и ее метаморфизованные аналоги – колпаковская, камчатская и малкинская серии, сформировавшиеся в едином окраинно-континентальном осадочном бассейне в позднемезозойский цикл седиментации за счет размыва одной и той же питающей провинции восточной окраины Азиатского континента. Растяжение континентальной коры мелового осадочного бассейна и пересечение ее разломами, синхронными по возрасту с формированием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, обусловили проявления базитового и ультрабазитового вулканизма. Внедрение мантийного материала (подъем мантийных плюмажей), сопровождаемого глубинными флюидами, обогащенными водородом, в основание коры из вулканогенно-терригенных отложений окраинного бассейна, обеспечило значительное повышение температур в коре, магматическое замещение вулканогенно-осадочных толщ с последующим формированием магматических очагов и подъемом кислых вулканитов и гранитоидных пород в верхние горизонты коры.

DOI: 10.7868/S020303061501006X

### ВВЕДЕНИЕ

Ультраосновные вулканиты различного возраста и различных геотектонических обстановок характерны как для континентальных, так и океанических структур. Они широко развиты на щитах и платформах, в геосинклинально-складчатых системах, в зонах повышенной проницаемости – системах глубинных разломов земной коры.

На Камчатке ультраосновные вулканиты были впервые описаны [Шербаков, 1938] при маршрутных геологических пересечениях полуострова. Однако при дальнейших работах эти породы исследователями классифицировались как диабазы, порфириты или интрузивные гипербазиты, помещая их в различные свиты и комплексы, возраст которых определялся от докембрия до позднего мела.

Проведенные работы показали, что ультраосновные вулканические и субвулканические породы (пикриты и пикробазальты) имеют позднемезозойский возраст и встречаются во всех апотерригенных толщах Срединнокамчатского кристаллического массива [Бондаренко, 1997а, б; Конников и др., 2010; Тарарин, 1981; Тарарин, 1989; Ханчук, 1985].

Наиболее мощные пластовые тела метапикритов (в виде покровов, потоков и силлов) мощностью от первых до 100 и более метров характерны для алисторской свиты [Ханчук, 1985] и приурочены к слабо метаморфизованным отложениям кихчикской серии западных склонов Срединного хребта.

Терригенные отложения Камчатки (кихчикская, лесновская, укэлятская и омгонская серии) формировались в пределах крупного окраинно-континентального осадочного бассейна протяженностью около 500 км, обломочный материал в который поступал с северо-восточной окраины Азиатского континента [Гречин, 1979; Константиновская, 1997; Соколов, 1992; Шапиро и др., 1993, 2008; Шевченко и др., 2009]. Особенностью флишеидных отложений этих серий является кварцполевошпатовый состав песчаников, переслаивание с алевролитами и аргиллитами и наличие согласных пластовых тел толеитовых базальтов и их туфов, свидетельствующих о формировании терригенных пород на коре раскрывающегося морского бассейна [Чехович, 2010; Шапиро и др., 2001].

Кихчикская серия (нижняя часть которой выделяется в хозгонскую свиту) сложена глубоководными флишоидными отложениями (по данным определения бентосных фораминифер [Чехович, 2010]), послужившими в дальнейшем протолитом для метаморфических образований колпаковской, камчатской и малкинской серий [Соловьев, 2008; Шапиро и др., 2008; Hourigan et al., 2009].

U-Pb SHRIMP определения возраста цирконов из наиболее метаморфизованных пород колпаковского и камчатского комплексов свидетельствуют, что накопление терригенных толщ происходило в течение от конца раннего мела и продолжалось до конца позднего мела—начала палеогена [Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009].

В низах разреза кихчикской серии западных склонов Срединного хребта преобладают аргиллиты и алевролиты, содержащие разбудинированные включения песчаников и известково-силикатных пород размером от нескольких сантиметров до нескольких метров. Выше наблюдаются песчаные породы, чередующиеся с алевролитами и аргиллитами, а верхи разреза представлены флишоидным переслаиванием апопелитовых и апосаммитовых пород, причем последние преобладают.

В конце раннего мела осадочные отложения бассейна были интродуцированы многочисленными пластовыми телами и силлами пикритов, пикробазальтов и базальтов, время внедрения которых синхронно с началом формирования на Азиатской континентальной окраине Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [Акинин, Миллер, 2011], связанного с подъемом вещества верхней мантии к нижней границе континентальной коры. Дальнейшее развитие магматизма привело к вовлечению в магматический процесс корового субстрата окраинного бассейна с проявлением в пределах Камчатского региона вулканизма среднего и кислого составов (пенсантаинская толща Западной Камчатки — возраст 90 млн лет [Бадрединов и др., 2012], хавывенская серия Восточной Камчатки — возраст 100 млн лет [Тарарин и др., 2012], квахонская свита Срединного хребта [Тарарин и др., 2013]) и малоглубинного гранитоидного магматизма (крутогоровский и кольский интрузивные комплексы Срединного хребта с возрастом около 80 млн лет [Государственная..., 2006; Лучицкая, 2012; Лучицкая, Соловьев, 2010; Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009]).

Сходным геологическим строением характеризуется Охотоморский массив, занимающий практически всю территорию Охотского моря [Богданов, Чехович, 2002; Некрасов, 2006]. В строении массива четко прослеживается осадочный чехол миоцен-четвертичных отложений на уплотненных осадках, залегающих на сиалической континентальной коре [Емельянова и др.,

2012; Мишкин, 2012] и содержащих силлы и пластовые тела основных магматических пород [Богданов, Чехович, 2002].

## ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

### *Краткий геологический очерк*

Разобщенные выходы основных и ультраосновных меловых пород Западной и Центральной Камчатки образуют протяженный (около 500 км) пояс субмеридионального простирания и рассматриваются как фрагменты Омгоно-Паланского вулканического пояса [Богданов, Чехович, 2002], как тектонические блоки Квахонской островной дуги [Константиновская, 2003; Сидорчук, Ханчук, 1981] или Западно-Камчатской вулканической дуги [Чехович, Сухов, 2005; Чехович и др., 2006].

Вулканические продукты этой островной дуги и породы разломных структур широко распространены в Срединном хребте Камчатки. Они представлены основными (базальтами, пикробазальтами и их туфами) и меньше ультраосновными породами (пикритами и их туфами), испытавшими региональный метаморфизм, изофациальный с вмещающими их терригенными образованиями колпаковского, камчатского и малкинского метаморфических комплексов. Эти породы образуют пластовые тела, залежи, дайки, обычно (особенно в зонах высокотемпературного метаморфизма) разбитые на отдельные фрагменты или будины. Мощность тел колеблется в широких пределах, но преобладают тела мощностью в первые метры, реже достигая первых десятков метров и только в андриановской и алисторской свитах малкинского комплекса основные и ультраосновные породы составляют большую часть их разреза.

Хорошо сохранившиеся магматические тела ультраосновных вулканических пород наблюдаются среди отложений алисторской свиты [Ханчук, 1985], стратотипический разрез которой описан на водоразделе правых притоков р. Колпакова — рек Алистор и Стопольник [Ханчук, 1985] и включает потоки подушечных и массивных пироксеновых пикритов, пикробазальтов, пачки гиадокластитов и гиадокластитовых брекчий, кварциты, кристаллокластические туфы базальтового состава, прослойки кремнисто-алеврито-глинистых пород [Бондаренко, 1997а, б; Ханчук, 1985]. Мощность алисторской свиты оценивается в 1000 м [Бондаренко, 1997а, б].

По данным [Конников и др., 2010], в составе алисторской свиты преобладают псефитовые и псаммитовые туфолавы и туфы пикробазальтов, испытавшие зеленосланцевый метаморфизм, обусловивший замещение оливина и пироксена пород хлоритом и амфиболом. Геохимические данные свидетельствуют, что исходными образо-

ваниями для ультрабазитов алисторской свиты служили породы офиолитовой формации [Конников и др., 2010].

Широким развитием метавулканиды алисторской свиты пользуются на правом берегу истоков р. Левая Коль, водоразделе между р. Левая и Правая Коль и левобережье р. Немтик в центральной части Срединного хребта. На правом берегу истоков р. Левая Коль метаморфизованные пикриты, пикробазальты и меньше базальты и их туфы образуют пластовые тела и силлы (рис. 1, 2) среди апотерригенных пород (аргиллитов, алевролитов и песчаников) кихчикской серии, метаморфизованных в зеленосланцевой фации. Наиболее крупный силл оливин-клинопироксеновых пикритов мощностью около 200 м прослежен в субмеридиональном направлении на расстоянии около 4 км (см. рис. 1, 2). В его кровле наблюдается зона закалки, сложенная пикробазальтами (см. рис. 1, т. н. 728). Аналогичный силл пикритов закартирован на водоразделе рек Правая и Левая Коль, где его мощность составляет 50–60 м. Менее мощные пластовые тела среди апотерригенных отложений кихчикской серии состоят преимущественно из пикробазальтов, базальтов и их туфов (водораздел рек Правая Коль и Сунтунк). Некоторые мощные силлы вулканитов алисторской свиты характеризуются расслоенностью с приуроченностью ультраосновных разностей к нижним их частям, верхние части которых сложены породами базальтоидного состава.

#### *Минеральные ассоциации и состав минералов*

Метапикриты, слагающие магматические тела в истоках р. Левая Коль и на водоразделе рек Правая и Левая Коль, – зеленовато-серые породы, нередко сильно катаклазированные. Они состоят из порфирированных вкрапленников оливина, моноклинного пироксена, хромистой шпинели и реже бурого амфибола (табл. 1) среди магнетит-серпентин-хлорит-тремолит-актинолитового спутано-волокнутого агрегата основной массы.

Порфирированные выделения оливина ( $X_{Mg} = 0.75–0.85^1$ , см. табл. 1), преобладающие среди вкрапленников, в значительной степени замещены серпентином и вторичным магнетитом. Содержание CaO в оливине пикритов очень низкое, сопоставимое с его содержанием в оливинах серпентинизированных гарцбургитов и бонинитов глубоководных желобов и преддуговых бассейнов [Пет-

рологические..., 1996; Danyushevsky et al., 1995; Sobolev, Danyushevsky, 1994; Walker, Cameron, 1983] и оливинов ультрабазитов зональных дунит-клинопироксенит-габбровых интрузивов Корякско-Камчатского региона [Сидоров и др., 2012] и отлично по сравнению с оливинами пикритов внутриокеанических плато и аномальных сегментов срединно-океанических хребтов [Ramsay et al., 1984]. Вкрапленники оливина из пород пикрит-базальтовой серии Западной Камчатки [Леднева и др., 2005] характеризуются более высоким уровнем накопления оксида кальция ( $CaO > 0.28$  мас. %), чем пикриты Срединного хребта, что сближает их с оливинами пикритов и пикробазальтов океанических плато [Леднева и др., 2005].

Вкрапленники моноклинного пироксена метапикритов истоков р. Левая Коль представлены салитом, авгитом или магнезиальным авгитом ( $X_{Mg} = 0.70–0.80$ , см. табл. 1) и обычно замещаются актинолитом. Низкотитанистая бурая хромистая шпинель содержит повышенные концентрации оксида цинка и по периферии кристаллов замещается хромистым магнетитом и магнетитом (см. табл. 1). Кроме шпинели в пикритах наблюдается ванадийсодержащий ильменит.

Пикриты стратотипического разреза алисторской свиты р. Алистор состоят из вкрапленников диопсида ( $X_{Mg} = 0.805–0.807$ ) размером до 0.5 мм и реже псевдоморфоз по оливину, погруженных в основную массу из хлорита и небольшого количества тремолита и альбита [Ханчук, 1985].

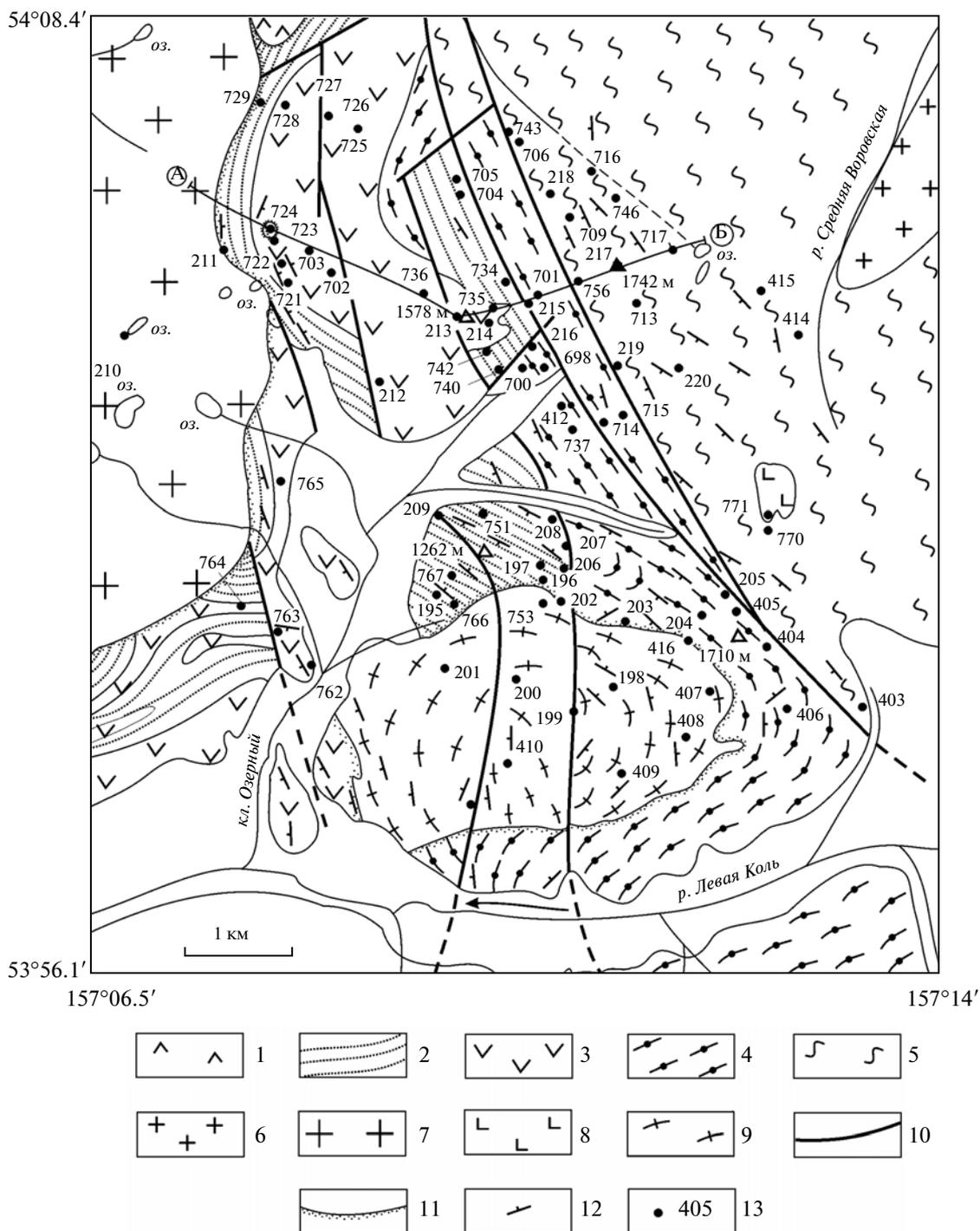
Псефитовые туфы и туфобрекчии пикробазальтов, развитые на левобережье среднего течения р. Колпакова среди преобладающих метабазитовых вулканитов – метадолеритов и их туфов, сложены обломками сильно измененных пикритов, кристаллами клинопироксена и рудных минералов среди пелитоморфной основной массы, замещенной эпидот-хлорит-актинолит-прениит-пумпеллитовым агрегатом с небольшим содержанием альбита. Включения метапикритов в псефитовых туфах имеют угловатую уплощенную форму, размер до 2–3 см, составляя около 10–30% объема пород. Удлиненные оси обломков (соотношение длины и мощности обломков от 3 : 1 до 10 : 1) обычно ориентированы в одном направлении.

#### *Геохимия метавулканидов*

Химический состав и геохимическая характеристика метапикритов и метапикробазальтов Срединного хребта приведены в табл. 2 и на ряде классификационных диаграмм рис. 3–6. Табл. 2 показывает, что породы резко обеднены типично коровыми элементами – Rb, K, P, свидетельствуя о мантийном источнике метавулканидов.

На диаграмме  $SiO_2–(Na_2O + K_2O)$  (см. рис. 3) изученные породы отвечают составу базальтов и

<sup>1</sup> Здесь и ниже приняты следующие символы: Ab – альбит, Chl – хлорит, Srx – моноклинный пироксен (с – центр, r – край кристалла), CrMt – хромистый магнетит, Hbl – роговая обманка, Ilm – ильменит, Ol – оливин, Spl – шпинель,  $X_{Mg} = Mg/(Fe + Mn + Mg)$ . Анализы минералов выполнены на микроанализаторах JXA-5A и “Самбах” в ДВГИ ДВО РАН и Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН В.М. Чубаровым и И.А. Тарариным.



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта верхьев р. Левая Коль.

1 – черпановская свита – андезиты, андезитобазальты, туфы (палеоцен); 2 – кихчикская серия – алевролиты, аргиллиты, полимиктовые песчаники, будины кремнисто-известкового состава; 3 – алисторская свита – метапикриты, метапicroбазальты, туфы; 4 – хейванская свита – филлиты, кристаллические сланцы, слюдястые метапесчаники; 5 – колпаковская серия – плагиогнейсы, мигматиты, будинированные прослои амфиболитов, гранатовых амфиболитов и основных кристаллических сланцев; 6 – синметаморфические гранат-слюдистые граниты и пегматиты; 7 – третичные граниты и гранодиориты лавкинского интрузивного комплекса; 8 – метаморфизованные габброиды; 9 – гнейсовидные гранодиориты и кварцевые диориты Кольского интрузива; 10 – тектонические нарушения; 11 – контактовые ореолы; 12 – элементы залегания слоистости, полосчатости и гнейсовидности; 13 – точки наблюдения. Линия А–Б – геологический разрез (рис. 2).



Рис. 2. Геологический разрез по линии А–В (рис. 1) в верховьях р. Левая Коль

1 – кихчикская серия – алевролиты, аргиллиты, полимиктовые песчаники, будины кремнисто-известкового состава; 2 – алисторская свита – метапикриты, метапикробазальты, туфы; 3 – хейванская свита – филлиты, кристаллические сланцы, слюдяные метапесчаники; 4 – коллаковская серия – плагиогнейсы, мигматиты, будинированные тела амфиболитов, гранатовых амфиболитов и основных кристаллических сланцев; 5 – тела амфиболитов, гранатовых амфиболитов и основных кристаллических сланцев среди пород коллаковской серии; 6 – синметаморфические лейкократовые гранат-слюдяные граниты и пегматиты; 7 – граниты и гранодиориты лавкинского интрузивного комплекса; 8 – несогласное залегание; 9 – тектонические нарушения; 10 – точки наблюдения.

характеризуются очень низкими содержаниями оксидов щелочей, особенно калия (концентрация оксида калия обычно не превышает 0.1–0.3%), а также чрезвычайно низкими концентрациями Rb (<0.1 г/т) и пониженными содержаниями Sr. Предполагается, что повышенные содержания оксида кремния в метавулканитах алисторской свиты по сравнению с пикритами Восточной Камчатки [Марковский, Ротман, 1981] обусловлены сиалической природой фундамента Центральной Камчатки [Костицын и др., 2012], на котором происходило формирование всех метаморфических и магматических комплексов региона.

Диаграмма  $FeO^*/MgO-TiO_2$  (см. рис. 4) свидетельствует, что рассматриваемые метавулканиты отличаются повышенной железистостью и низкими концентрациями оксида титана по сравнению с пикритами Троодос и о-ва Горгона [Магматические..., 1988] и пикритами Восточной Камчатки [Марковский, Ротман, 1981].

Для метавулканитов характерно преобладание оксида алюминия над оксидом кальция (см. табл. 2, рис. 5). По сравнению с пикритами Восточной Камчатки изученные метавулканиты характеризуются повышенной железистостью ( $FeO^*/MgO$ ) и пониженным отношением  $CaO/Al_2O_3$ , варьирующим в пределах 0.6–1.2.

РЗЭ спектры алисторских ультраосновных метавулканитов (см. рис. 6) характеризуются обога-

щением тяжелыми РЗЭ относительно легких ( $La_n/Sm_n = 0.02-0.04$ ;  $La_n/Yb_n = 0.02-0.16$ ), что может свидетельствовать о дифференциации исходного расплава с накоплением в пикритах оливина. Для спектров РЗЭ этих пород типичен Eu-минимум. По характеру распределения РЗЭ изученные метавулканиты отвечают пикритам офиолитовых комплексов [Магматические..., 1988], отличаясь несколько повышенными концентрациями оксидов кремния и алюминия.

По химизму метапикриты алисторской свиты близки к коматиитам о. Ньюфаундленд Северной Америки [Uradhuay, 1978] или коматиитам зеленокаменного пояса Абитибби в Канаде [Pyke et al., 1973]. Пикробазальты алисторской свиты имеют более высокие концентрации LREE:  $(La/Sm)_N = 0.5-1.2$ ,  $(La/Yb)_N = 0.6-2.4$  и слабо выраженный Eu-минимум по сравнению с метапикритами.

По содержанию малых элементов метавулканиты алисторской свиты сходны с модельными мантийными составами, отличаясь пониженными концентрациями NiO. По сравнению с хондритами изученные метавулканиты характеризуются повышенными отношениями Ti/Zr, Zr/Nb и пониженной величиной отношения Ti/Y. Отношения  $TiO_2/Al_2O_3$  близки к хондритовым, варьируя в пределах 0.01–0.09.

**Таблица 1.** Представительные микрозондовые анализы минералов метапикритов и метапикробазальтов алицторской свиты западного склона Срединного хребта Камчатки

Компонент	725										722	
	Ol <sub>c</sub>	Ol <sub>r</sub>	Cpx <sub>c</sub>	Cpx <sub>r</sub>	Hbl	Spl <sub>c</sub>	Spl <sub>r</sub>	Spl <sub>mantle</sub>	CrMt	Ilm	Ol	
SiO <sub>2</sub>	39.27	38.66	52.42	50.57	44.23	—	—	—	0	0	39.12	
TiO <sub>2</sub>	—	—	0.18	0.39	0.53	0.52	0.34	2.61	2.38	48.20	—	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	1.85	3.71	13.67	22.55	22.70	1.92	1.31	0	—	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0.01	0.07	35.58	34.83	4.77	2.75	0	—	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	7.62	7.78	60.96	63.08	2.09	—	
FeO	20.89	21.70	6.08	6.57	7.50	27.09	27.03	31.75	31.26	38.69	13.78	
MnO	0.23	0.23	0.00	0.00	0.00	0.62	0.60	0.21	0.26	3.55	0.83	
MgO	40.60	39.68	16.35	15.53	16.03	4.82	4.75	0.05	0	0.90	45.15	
NiO	0.22	0.19	0.00	0.00	0.00	0.09	0.03	0.16	0.16	0	H.o.	
CaO	0.01	0.04	21.32	21.43	12.42	—	—	—	0	0	—	
Na <sub>2</sub> O	—	—	0.02	0.01	2.50	—	—	—	0	0	—	
K <sub>2</sub> O	—	—	0.00	0.00	0.10	—	—	—	0	0	—	
Сумма	101.22	100.50	98.22	98.22	97.05	98.89	98.06	102.43	101.20	99.06 <sup>1)</sup>	98.88	
X <sub>Mg</sub>	0.744	0.763	0.827	0.808	0.792	0.199	0.196	—	—	—	0.846	
Wo	—	—	43.7	44.5	—	—	—	—	—	—	—	
En	—	—	46.6	44.9	—	—	—	—	—	—	—	
Fs	—	—	9.7	10.6	—	—	—	—	—	—	—	
Компонент	722				212				174			
	Cpx	Hbl	Spl	Ilm	Ol <sub>c</sub>	Ol <sub>r</sub>	Cpx	Hbl	Cpx <sub>c</sub>	Cpx <sub>r</sub>	Hbl <sup>1</sup>	
SiO <sub>2</sub>	53.59	43.41	—	0	38.80	38.17	51.64	45.02	52.41	51.66	46.83	
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.61	0.41	49.08	0.00	0.00	0.02	0.41	0.17	0.37	1.56	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.84	14.45	9.70	0.00	0.00	0.00	0.37	14.17	4.50	3.45	10.59	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.53	42.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	15.81	19.26	—	—	—	—	—	—	—	
FeO	6.52	6.83	28.27	24.24	22.26	23.74	11.73	9.12	7.30	10.08	12.82	
MnO	0.00	0.00	1.04	4.33	0.08	0.20	0.58	0	0.01	0.02	0.00	
MgO	14.47	16.72	2.71	1.18	39.03	36.08	10.46	14.94	16.16	15.27	15.57	
NiO	0.59	0.00	H.o.	0.00	0.17	0.17	0.00	0.03	0.00	0.07	0.02	
CaO	23.76	11.62	—	0.43	0.02	0.01	23.49	12.14	20.22	17.96	10.31	
Na <sub>2</sub> O	0.00	2.37	—	0.00	0.00	0.00	0.00	2.66	0.06	0.26	2.98	
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	—	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.01	0.14	
Сумма	100.66 <sup>2)</sup>	97.14	100.14	98.53	100.36	98.37	98.29	98.60	100.83	99.15	100.82	
X <sub>Mg</sub>	0.798	0.815	0.100	0.048	0.757	0.735	0.589	0.745	0.798	0.729	0.684	
Wo	48.5	—	—	—	—	—	49.8	—	41.8	38.2	—	
En	41.1	—	—	—	—	—	30.8	—	46.4	45.1	—	
Fs	10.4	—	—	—	—	—	19.4	—	11.8	16.7	—	

Таблица 1. Окончание

Компонент	174				765				702		
	Hbl <sup>2</sup>	Spl <sub>c</sub> <sup>1</sup>	Spl <sub>r</sub> <sup>1</sup>	Spl <sup>2</sup>	OI	Hbl <sup>2</sup>	Spl	Chl	Cpx <sub>c</sub> <sup>1</sup>	Cpx <sub>r</sub> <sup>1</sup>	Cpx <sup>2</sup>
SiO <sub>2</sub>	54.76	0	1.05	0	38.96	53.36	0.05	37.18	51.91	51.54	50.37
TiO <sub>2</sub>	0	0.15	0.08	0.13	0.01	0.20	0.11	0.06	0.20	0.24	0.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.33	27.47	20.68	26.24	0.04	4.86	59.44	14.10	3.33	1.83	5.15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	39.62	34.07	42.04	0.02	0.00	3.09	0.10	0.00	0.00	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	5.46	10.21	5.20	—	—	4.47	—	—	—	—
FeO	6.29	12.44	26.23	9.12	20.50	6.37	17.84	6.71	7.17	9.06	7.11
MnO	0.00	0.39	2.16	0.33	0.28	0.09	0.11	0.11	0.00	0.32	0.00
MgO	21.39	15.43	3.01	17.42	40.99	17.69	15.43	29.99	15.24	13.20	17.45
NiO	0.09	0.20	0.09	0.19	H.o.	—	—	H.o.	0.01	0.03	0.01
ZnO	H.o.	H.o.	1.60	H.o.	H.o.	—	—	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
CaO	10.69	0.00	0.04	0.00	0.03	12.69	0.09	0.05	21.49	21.87	22.10
Na <sub>2</sub> O	0.19	0.00	0.00	0.00	0.03	0.60	0.03	0.03	—	0.93	0.06
K <sub>2</sub> O	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.07	0.01	0.04	—	0.01	0.00
Сумма	98.80	101.16	99.74	100.67	100.87	95.93	100.67	88.37	99.35	99.03	99.95
X <sub>Mg</sub>	0.858	0.608	0.132	0.687	0.779	0.830	0.556	0.887	0.791	0.721	0.787
Wo	—	—	—	—	—	—	—	—	44.5	47.3	45.9
En	—	—	—	—	—	—	—	—	43.9	38.0	42.6
Fs	—	—	—	—	—	—	—	—	11.6	14.7	11.5
Компонент	702				736		762				1329/1
	Spl <sub>c</sub>	Spl <sub>r</sub>	Spl <sub>mantle</sub>	CrMt	Cpx <sub>1</sub>	Cpx <sub>2</sub>	Cpx <sub>c</sub> <sup>1</sup>	Cpx <sub>r</sub> <sup>1</sup>	Cpx <sup>2</sup>	Ab	Cpx
SiO <sub>2</sub>	—	—	—	0	50.28	47.43	50.63	50.91	47.08	68.61	50.90
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.15	0.05	0.05	0.24	1.45	0.46	0.73	1.68	—	0.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.56	17.98	0.47	0.47	5.18	3.43	4.32	2.27	5.92	19.47	3.14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36.76	37.41	21.30	21.30	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.58	10.55	46.62	20.09	—	—	—	—	—	—	—
FeO	31.16	30.09	30.08	55.66	9.02	16.48	8.88	14.61	13.10	0.77	11.19
MnO	1.98	2.09	1.27	1.27	0.00	0.04	0.00	0.27	0.00	—	0.20
MgO	1.05	0.99	0.00	0	14.74	14.00	14.93	14.26	12.11	—	14.09
NiO	0.04	0.12	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.10	0.03	—	—
ZnO	0.84	1.24	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	—	—
CaO	—	—	—	0	19.65	16.97	21.30	17.50	17.51	0.07	19.01
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	0	0.07	0.05	0.04	0.55	0.18	11.71	0.36
K <sub>2</sub> O	—	—	—	0	0.02	0.00	0.01	0.00	0.06	0.02	0.01
Сумма	101.11	100.62	99.82	98.87	99.20	99.91	100.57	101.20	97.67	100.65	99.62
X <sub>Mg</sub>	0.043	0.041	—	—	0.794	0.602	0.750	0.631	0.622	—	0.688
Wo	—	—	—	—	41.6	34.4	43.5	35.9	39.3	—	40.2
En	—	—	—	—	43.5	39.5	42.4	40.7	37.8	—	41.4
Fs	—	—	—	—	14.9	26.1	14.1	23.4	22.9	—	18.4

Примечание. Обр. 174, 212, 702, 722, 725, 736, 765 – метапикриты; обр. 762, 1329/1 – метапикробазальты. Образцы отобраны в истоках ключа Озерного, правого притока р. Левая Коль (см. рис.1). Fe<sup>2+</sup> и Fe<sup>3+</sup> в шпинелях, магнетитах и ильменитах рассчитаны по стехиометрическим соотношениям. H.o. – не определялось.

В сумму дополнительно включено: <sup>1</sup> 0.63 % V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; <sup>2</sup> 0.89 % Yb<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Hbl<sup>2</sup> в обр. 174 – вторичный амфибол.

**Таблица 2.** Химический состав (мас. %) и геохимическая характеристика (г/т) метапикритов и метапикробазальтов алисторской и андриановской свит Срединного хребта Камчатки

Ком- по- нент	174	721-А	722	723	763-Б	765	736	5555-3	212	762	5555	728	775	824-В	853
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	43.91	43.79	43.84	44.88	42.63	41.18	44.31	43.83	43.31	41.53	44.19	48.48	43.69	54.01	50.67
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.39	0.34	0.37	0.27	0.43	0.19	0.23	0.40	0.98	0.18	2.41	0.36	0.99	0.88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.07	9.24	8.15	7.22	8.60	11.35	10.01	7.34	9.96	10.49	9.83	13.48	8.02	14.79	13.76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	9.98	12.25	12.02	11.49	12.08	14.61	10.43	12.70	15.46	14.79	10.52	15.14	11.71	11.51	12.13
MnO	0.15	0.16	0.20	0.14	0.16	0.18	0.14	0.17	0.20	0.19	0.20	0.23	0.15	0.10	0.17
MgO	21.98	20.09	22.34	23.66	21.35	22.46	20.03	20.91	19.66	17.57	18.16	6.54	23.45	7.25	8.83
CaO	8.35	9.63	8.37	6.76	8.48	7.61	8.68	9.22	8.16	8.33	10.04	9.21	6.44	8.61	8.69
Na <sub>2</sub> O	0.42	0.61	0.80	0.13	0.17	0.63	1.36	0.42	0.65	0.76	1.32	3.61	0.29	1.94	3.43
K <sub>2</sub> O	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.10	0.01	0.01	0.01	0.01	0.08	0.01	0.15	0.19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.04	-0.06	0.02	0.20	0.03	0.20	0.07
П. п. п.	5.62	3.40	3.51	5.61	5.72	1.23	4.28	4.31	1.90	5.43	4.95	0.22	5.89	0.77	1.34
Сумма	99.74	99.60	99.61	100.30	99.50	99.72	99.55	99.16	99.75	100.14	99.42	99.60	100.04	100.32	100.16
Rb	<0.1	<0.1	0.69	1.07	<0.1	0.11	0.12	0.54	<0.1	0.19	0.16	0.30	<0.1	0.94	2.52
Sr	4.69	92.38	59.53	15.08	6.90	32.44	11.80	21.81	20.50	98.43	18.29	419.78	40.48	310.03	114.28
Ba	3.37	8.85	8.70	5.28	2.33	6.31	18.25	5.16	7.05	4.84	3.59	68.88	20.36	36.13	47.18
Zr	6.31	14.97	11.83	13.38	8.14	14.39	6.72	8.69	13.51	44.16	4.48	142.44	11.01	38.88	40.50
Y	9.71	11.10	9.59	7.80	7.80	9.97	7.99	10.85	11.33	12.66	12.34	23.70	9.64	25.52	17.07
Nb	0.18	0.26	0.14	0.15	0.17	0.15	0.45	0.10	0.53	0.88	0.09	5.93	0.25	1.53	1.56
Co	73.01	75.61	77.66	85.76	91.11	96.86	77.71	78.01	87.16	86.61	68.11	47.90	96.16	35.53	47.29
Cr	1870	1097	1390	936.9	1881	2177	1616	1482	1620	1062	3991	195.8	2146	116.9	267.5
Ni	1107	998.2	1139	1365	1273	1057	1043	1089	1115	898.5	608.4	138	1526	57.4	156.7
V	134.4	193.2	160	149.8	127.1	187.6	154.6	203.57	203.3	261.4	180.47	433.7	158.9	310.6	299.32
Ком- по- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
La	0.26	0.21	0.15	0.21	0.08	0.03	<0.03	0.06	0.58	1.80	0.03	6.90	0.49	6.53	1.89
Ce	0.68	0.67	0.51	0.64	0.33	0.52	0.31	0.45	1.37	3.52	0.11	20.30	0.57	14.28	5.24
Pr	0.15	0.18	0.15	0.14	0.10	0.16	0.08	0.11	0.25	0.69	0.08	3.28	0.19	2.14	0.90
Nd	0.90	1.51	1.45	1.34	0.93	1.32	0.70	0.87	1.65	4.63	0.51	17.36	1.27	11.49	5.19
Sm	0.42	0.98	0.85	0.69	0.58	0.93	0.39	0.52	0.89	2.19	0.43	5.88	0.68	3.37	2.05
Eu	0.21	0.53	0.41	0.17	0.18	0.43	0.11	0.29	0.28	0.80	0.23	1.85	0.23	0.99	0.60
Gd	0.99	1.65	1.48	1.31	0.98	1.66	0.88	1.24	1.76	2.87	0.98	6.20	1.05	4.05	2.53
Tb	0.19	0.28	0.22	0.20	0.19	0.29	0.17	0.29	0.32	0.43	0.24	0.83	0.21	0.69	0.48
Dy	1.68	2.06	1.90	1.67	1.61	2.13	1.44	1.74	2.12	2.99	2.01	5.47	1.57	4.58	3.20
Ho	0.37	0.46	0.36	0.31	0.34	0.42	0.32	0.40	0.50	0.54	0.46	1.04	0.34	0.94	0.67
Er	1.16	1.18	1.05	0.91	0.95	1.14	1.02	1.14	1.42	1.37	1.47	2.78	1.06	2.75	2.03
Tm	0.18	0.18	0.17	0.13	0.16	0.15	0.17	0.14	0.19	0.19	0.22	0.34	0.17	0.36	0.31
Yb	1.25	1.21	0.99	0.88	1.05	1.07	1.22	1.08	1.40	1.22	1.45	1.92	0.89	2.30	2.06
Lu	0.20	0.19	0.18	0.15	0.16	0.19	0.18	0.17	0.18	0.19	0.22	0.30	0.16	0.35	0.30
Hf	0.22	0.42	0.34	0.37	0.24	0.40	0.21	0.28	0.33	1.01	0.16	2.74	0.26	0.92	0.96
Ta	0.01	0.02	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	0.12	0.05	<0.01	0.37	0.02	0.08	0.10

Таблица 2. Окончание

Ком- по- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Pb	<0.5	2.50	2.20	2.25	1.26	1.01	<0.5	<0.05	0.81	1.67	1.70	1.71	<0.5	2.24	0.79
Th	0.03	0.02	0.03	0.04	<0.01	<0.01	0.03	0.01	0.04	0.16	0.01	0.63	0.01	0.89	0.14
U	0.10	0.01	0.02	0.04	0.03	<0.01	0.02	0.00	0.03	0.02	0.03	0.20	0.02	0.31	0.12

Примечание. Обр. 1–12 – алисторская свита, 13–15 – андриановская свита. Обр. 1–8, 13 – метапикриты, 9–11 – метапикробазальты, 12, 14, 15 – метабазаальты. Места взятия образцов: 1 – водораздел рек Правая и Левая Коль; 2–7, 9, 10, 12 – ключ Озерный (правый приток истоков р. Левая Коль); 8, 11 – левобережье р. Колпакова; 13–15 – истоки р. Крутогорова.

Определение содержания  $\text{SiO}_2$ , П. п. п. выполнено методом гравиметрии, содержания остальных элементов определено методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре ICP-6500 Duo в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. РЗЭ и рассеянные компоненты определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе Agilent 7500 в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Пробоподготовка – сплавление с метабо-ратом лития.

\* Все железо в форме  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Вариации химического состава ультраосновных вулканитов определяются, вероятно, сочетанием различных процессов, отражающих как условия генерации расплавов, так и их дифференциацию на различных уровнях в земной коре.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вмещающими породами ультраосновных вулканитов алисторской свиты являются терригенные толщи кихчикской серии и ее метаморфизованные аналоги – колпаковская, камчатская и мал-

кинская серии, возраст исходных пород которых по данным U-Pb SHRIMP изотопии цирконов – конец раннего мела–поздний мел [Костицын и др., 2012; Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009]. Sm-Nd изотопно-геохимические исследования метаморфических пород этих серий показывают сходство изотопного состава неодима, средних значений изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1148\text{--}0.1223$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512394\text{--}0.512470$ ,  $\epsilon\text{Nd} = -2.8\text{--}4.2$  в апотерригенных породах, что свидетельствует о геохимическом единстве источников сноса, за счет которых происходило

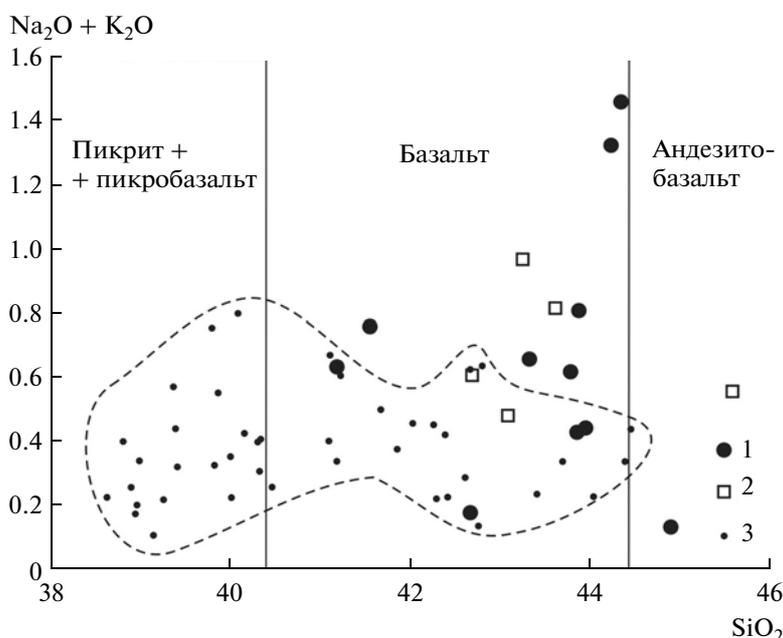


Рис. 3. Диаграмма  $\text{SiO}_2\text{--}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  для метапикритов и метапикробазальтов алисторской свиты.

1 – данные (табл. 2); 2 – по [Бондаренко, 1997а, б]; 3 – пикриты и пикробазальты из даек, силлов, вулканических брекчий и диатрем Восточной Камчатки [Марковский, Ротман, 1981].

Выделенные поля на рис. 3–5 – составы ультраосновных пород Восточной Камчатки [Марковский, Ротман, 1981].

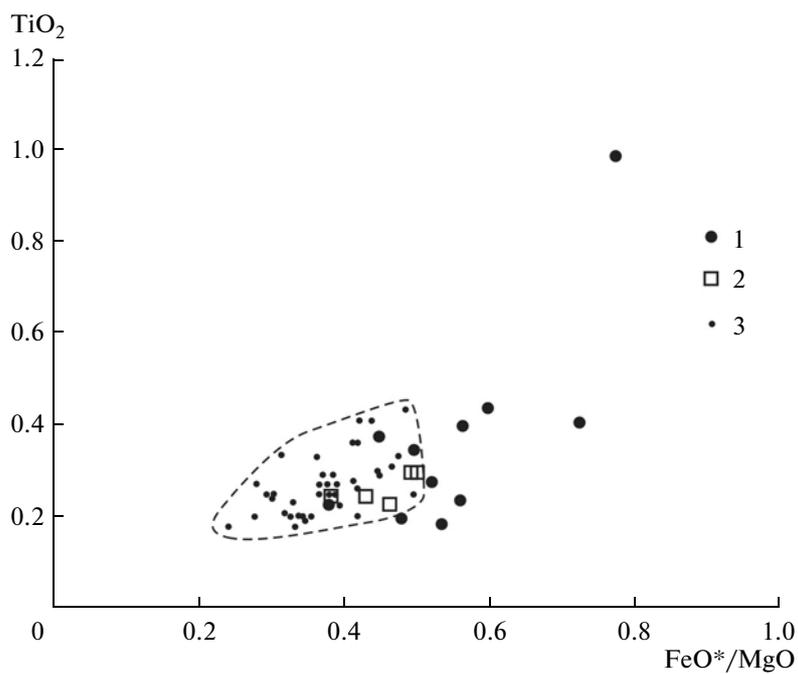


Рис. 4. Диаграмма  $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{TiO}_2$  для метапикритов и метапикробазальтов алисторской свиты. Условные обозначения см. рис. 3.

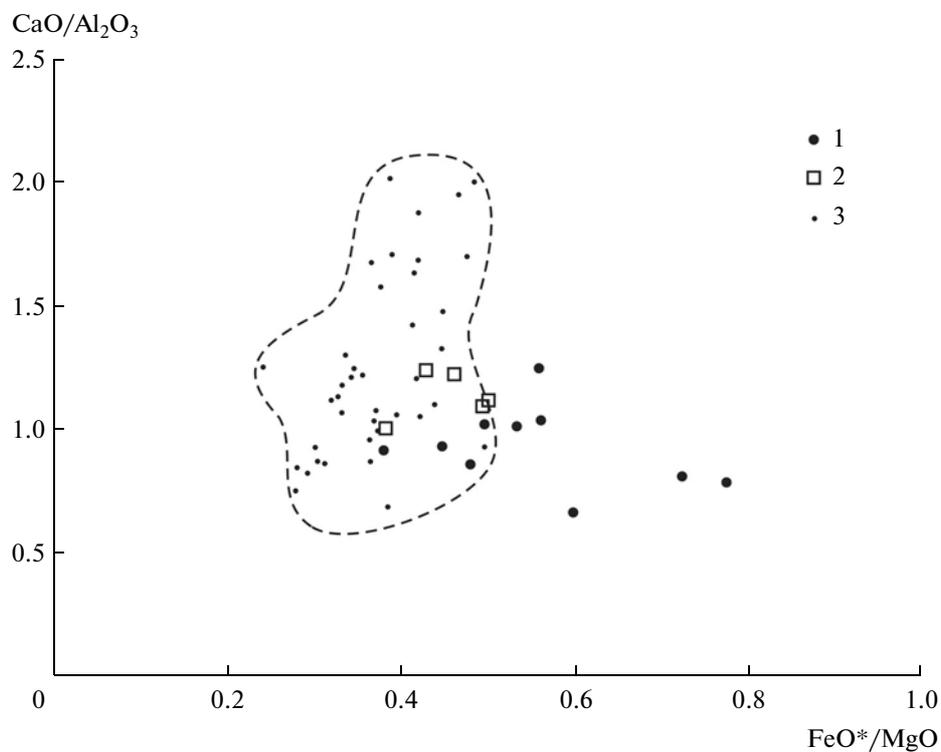
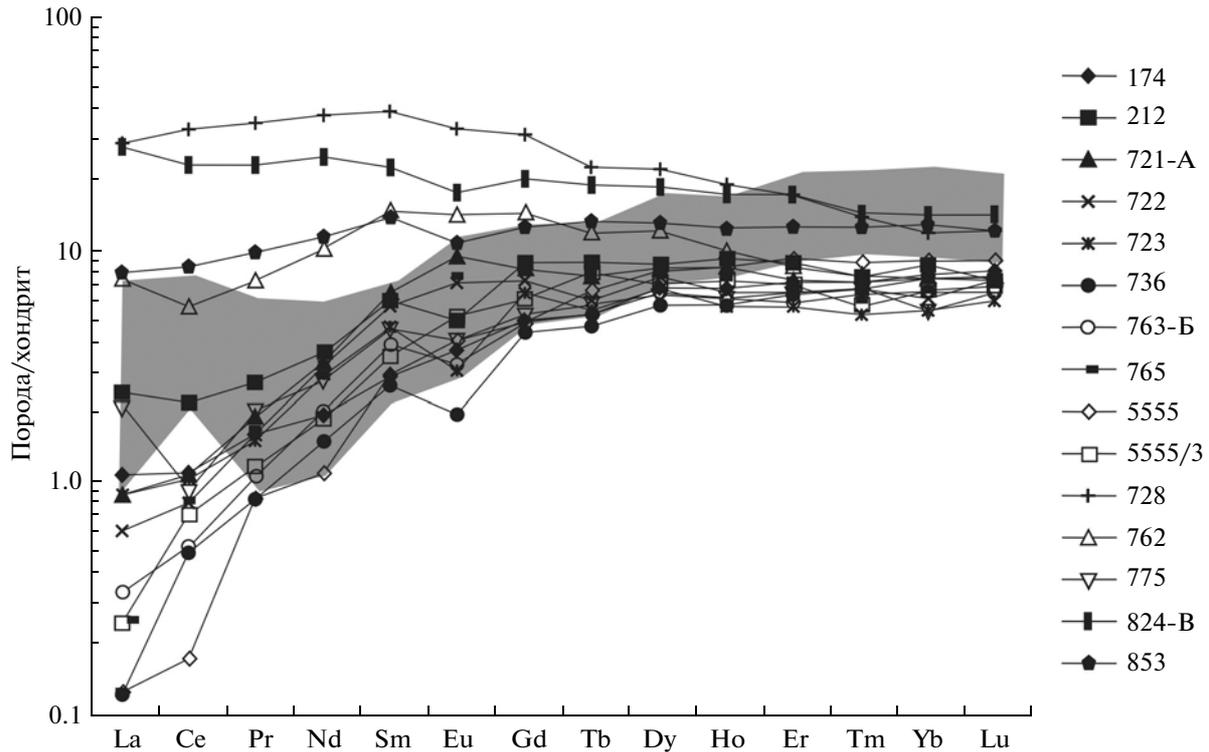


Рис. 5. Диаграмма  $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$  для метапикритов и метапикробазальтов алисторской свиты. Условные обозначения см. рис. 3.



**Рис. 6.** Нормированное по хондриту [McDonough, Sun, 1995] распределение содержаний РЗЭ метапикритов и метапикробазальтов алисторской свиты. Крапом на диаграмме показано поле РЗЭ пикробазальтов алисторской свиты водораздела рек Левый Хейван и Колпакова [Конников и др., 2010]. Обр. 762, 853, 824-В, 728 — основные и ультраосновные метавулканы андриановской свиты Срединного хребта.

формирование рассматриваемых образований [Кузьмин, Богомолов, 2013].

Серии этих пород, традиционно относимые к разновозрастным образованиям от архея до позднего мезозоя [Геология СССР, 1964], представляют собой комплекс терригенных отложений, формировавшихся в едином окраинноконтинентальном осадочном бассейне в позднемезозойский цикл седиментации за счет размыва одной и той же питающей провинции восточной окраины Азиатского континента. Sm-Nd модельные датировки для колпаковской, камчатской, малкинской и кихчикской серий близки и отражают позднепротерозойский (1.17 млрд лет) усредненный возраст источников сноса осадочного материала [Кузьмин, Богомолов, 2013]. К аналогичным выводам пришли также [Костицын и др., 2012] по результатам датирования возраста циркона и анализа U-Pb и Sm-Nd изотопных отношений метаморфических пород фундамента Срединного хребта Камчатки. По их мнению [Костицын и др., 2012], повышенные изотопные отношения стронция в метаморфических породах фундамента свидетельствуют о древнем возрасте их источников.

Растяжение континентальной коры мелового осадочного бассейна и пересечение ее разломами, возникающими одновременно с формирова-

нием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [Акинин, Миллер, 2011], обусловили подъем мантийного материала и начало проявления базитового и ультрабазитового вулканизма. В глубоководной части бассейна, где шло накопление терригенных отложений, на границе раннего и позднего мела возникают отдельные центры вулканизма, на склонах вулканов которых формируется вулканокластический материал базитового состава, а на удалении от вулканических центров — туфогенные турбидиты с горизонтами кремнистых туффитов и кремней.

Внедрение мантийного материала, сопровождаемого глубинными флюидами, обогащенными водородом, в основание коры из терригенных отложений окраинного бассейна, обеспечило значительное повышение температур в коре, магматическое замещение вулканогенно-осадочных толщ, формирование коровых магматических очагов и последующий подъем кислых вулканитов и гранитоидных пород в верхние горизонты коры.

Таким образом, метапикриты и metabазиты из разрезов терригенных отложений Срединнокамчатского кристаллического массива фиксируют поздний мел — раннемеловой этап раскрытия окраинноконтинентального осадочного бассейна, заложившегося на континентальной коре во-

сточной окраины Азиатского континента и сопровождавшегося внедрением в терригенные отложения мантийных базитовых расплавов со специфическими геохимическими характеристиками, обусловленными геодинамическим режимом растяжения сиалической коры и процессами взаимодействия расплавов с породами континентальной коры. Интенсивный базитовый и ультрабазитовый вулканизм позднего мела на Камчатке был обусловлен, вероятно, подъемом мантийных плюмажей, несущих водородные флюиды.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метапикриты и метапикробазальты позднемелового возраста встречаются во всех апотерригенных толщах Срединнокамчатского кристаллического массива, образуя покровы, потоки и силы мощностью от первых до 100 и более метров. Метапикриты обладают геохимическими характеристиками пород, промежуточными между толеитами срединно-океанических хребтов и островодужными толеитами, что типично для комплексов вулканитов задуговых (окраинных) бассейнов.

Вмещающими породами метапикритов и метапикробазальтов являются терригенные толщи кихчикской серии и ее метаморфизованные аналоги — колпаковская, камчатская и малкинская серии, сформировавшиеся в едином окраинно-континентальном осадочном бассейне в позднемезозойский цикл седиментации за счет размыва одной и той же питающей провинции восточной окраины Азиатского континента. Растяжение континентальной коры мелового осадочного бассейна и пересечение ее разломами, возникающими одновременно с формированием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, послужили началом проявления базитового и ультрабазитового вулканизма. Внедрение мантийного материала, сопровождаемого глубинными водородными флюидами, в основание коры из вулканогенно-терригенных отложений окраинного бассейна, обеспечило значительное повышение температур в коре, магматическое замещение вулканогенно-осадочных толщ с последующим формированием магматических очагов и подъемом кислых вулканитов и гранитоидных пород в верхние горизонты коры.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Миллер Э.Л.* Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
- Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Б.А.Марковский и др.* Метавулканиты Западной Камчатки (первые данные U-Pb-SHRIMP-датирования возраста цирконов) // ДАН. 2012. Т. 445. № 5. С. 559–563.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д.* О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85.
- Бондаренко Г.Е.* Ультраосновные и основные метавулканиты Срединного хребта Камчатки: положение в разрезе и обстановка формирования // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1997а. Т. 72. Вып. 3. С. 32–40.
- Бондаренко Г.Е.* Нижнемезозойская перидотит-габбро-пикрит-базальтовая офиолитовая ассоциация Срединной Камчатки // ДАН. 1997б. Т. 353. № 6. С. 782–788. Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. М.: Недра, 1964. 733 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист N-57 — Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка. СПб.: изд-во СПб. картографич. фабрики ВСЕГЕИ, 2006. 376 с.
- Гречин В.И.* Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-формационных зон Камчатки // Осадконакопление и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 130–149.
- Емельянова Т.А., Костицын Ю.А., Леликов Е.П.* Геохимия вулканитов подводного хребта Витязя на тихоокеанском склоне Курильской островной дуги // Геохимия. 2012. № 3. С. 316–332.
- Конников Э.Г., Полетаев В.А., Закревская О.Ю. и др.* Геохимическая специфика ультраосновных лав Срединного хребта Камчатки // ДАН. 2010. Т. 435. № 4. С. 522–526.
- Константиновская Е.А.* Камчатское позднемеловое окраинное море // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 1. С. 58–73.
- Константиновская Е.А.* Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 224 с.
- Костицын Ю.А., Аносова М.О., Ревяко Н.М., Степанов В.А.* U-Pb и Sm-Nd данные о возрасте фундамента Срединного хребта Камчатки // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Материалы V Рос. конф. по изотопной геохронологии, 4–6 июня 2012 г., Москва, ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 175–177.
- Кузьмин В.К., Богомолов Е.С.* Источники метатерригенных толщ Срединно-Камчатского и Ганальского поднятий в свете новых Sm-Nd изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2013. № 3. С. 87–96.
- Леднева Г.В., Богданов Н.А., Носова А.А.* Верхнемеловые породы пикрит-базальтовой серии Западной Камчатки: вещественный состав, генезис и геодинамическая интерпретация // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир, 2005. С. 92–120.
- Лучицкая М.В.* Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое–кайнозое / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2012. 49 с.
- Лучицкая М.В., Соловьев А.В.* Кампанский этап гранитообразования на юге Срединного хребта Камчатки: новые U-Pb-SHRIMP-данные // ДАН. 2010. Т. 430. № 3. С. 352–358.

- Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 508 с.
- Марковский Б.А., Ротман В.К.* Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с.
- Мишкин М.А.* Сиалическое корообразование, геохимическая гетерогенность мантии и асимметрия Земли // ДАН. 2012. Т. 447. № 2. С. 195–198.
- Некрасов Г.Е.* Палеоокеанические домены (системы структур) Корякско-Камчатской области // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 5. С. 35–41.
- Петрологические провинции Тихого океана / Под ред. И.Н. Говорова, Э.Д. Голубевой, И.К. Пушина и др. М.: Наука, 1996. 444 с.
- Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д.* Гальмознанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М.: Научный мир, 2012. 286 с.
- Сидорчук И.А., Ханчук А.И.* Мезозойский глаукофан-сланцевый комплекс западного склона Срединного хребта на Камчатке // Геология и геофизика. 1981. № 3. С. 150–155.
- Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
- Соловьев А.В.* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с. (Тр. ГИН РАН, Вып. 577).
- Тарарин И.А.* Коматиит-базальтоидный комплекс Срединно-Камчатской метаморфической зоны и его место в геологической истории региона // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 5. С. 1226–1230.
- Тарарин И.А.* Геохимические особенности основных и ультраосновных метаморфических пород Срединно-камчатской метаморфической зоны // Новые данные по петрологии магматических и метаморфических пород Камчатки. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 3–22.
- Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Марковский Б.А.* U-Pb-SHRIMP-датирование возраста цирконов метаморфических комплексов Восточной Камчатки // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 6. С. 22–40.
- Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Чубаров В.М.* Геология и петрология метавулканистов квахонской свиты Срединнокамчатского кристаллического массива // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 5. С. 3–18.
- Ханчук А.И.* Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 138 с.
- Чехович В.Д.* Палеогеографические обстановки и геодинамика Северо-Восточной Тихоокеанской окраины Азии в конце мела–раннем палеогене // ДАН. 2010. Т. 431. № 6. С. 792–796.
- Чехович В.Д., Сухов А.Н.* О поздне меловой Западно-Камчатской островной дуге // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонич. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2005. С. 331–334.
- Чехович В.Д., Сухов А.Н., Филатова Н.И. и др.* Новые данные о меловых вулканических дугах Северо-Восточной окраины Азии // ДАН. 2006. Т. 407. № 4. С. 512–515.
- Шапиро М.Н., Маркевич П.В., Гречин В.И., Константиновская Е.А.* Мел-палеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 1. С. 36–49.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т.* Источники цирконов в терригенных толщах мела и нижнего палеогена юга Корякии и Западной Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 4. С. 374–389.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К.* Латеральная изменчивость тектонических структур в зоне эоценовой коллизии островной дуги с континентом (Камчатка) // Геотектоника. 2008. № 6. С. 70–91.
- Шевченко С.С., Кузьмин В.К., Великославинский С.Д.* Геохимические особенности позднемезозойских метабазитов Камчатки и их геодинамическая интерпретация // Вулканизм и геодинамика. Материалы IV Всерос. симпози. по вулканологии и палеовулканологии, 22–27 сентября 2009 г., Петропавловск-Камчатский. Т. 1. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 232–234.
- Щербakov А.В.* Два геологических пересечения полуострова Камчатки // Тр. СОПС АН СССР. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1938. Вып. 5. 120 с.
- Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V. et al.* Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // Amer. J. Sci. 2009. V. 309. № 5. P. 333–396.
- Danyushevsky L.V., Sobolev A.V., Fallon T.J.* North Tongan high-Ca boninite petrogenesis: the role of Samoan plume and subduction-transform fault transition // J. Geodynam. 1995. V. 20. № 3. P. 219–241.
- McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // Chemical Geol., 1995. V. 120. № 3–4. P. 223–253.
- Pyke D.K., Naldrett A.J., Eckstrand O.K.* Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. V. 84. № 3. P. 955–977.
- Ramsay W.R.H., Crawford A.J., Foden J.D.* Field setting, mineralogy, chemistry, and genesis of arc picrites, New Georgia, Solomon Island // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 88. № 3. P. 386–402.
- Sobolev A.V., Danyushevsky L.V.* Petrology and geochemistry of bininites from the North termination of the Tonga trench: Constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // J. Petrol. 1994. V. 35. № 5. P. 1183–1211.
- Upadhyay H.D.* Phanerozoic peridotitic and pyroxenitic komatiites from Newfoundland // Science. 1978. V. 202. № 4373. P. 1192–1195.
- Walker D.A., Cameron W.F.* Boninite primary magmas: Evidence from the Cape Vogel Peninsula, PNG // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. V. 83. № 1–2. P. 150–158.

## Cretaceous Ultramafic Volcanism in the Sredinnyi Mountain Range, Kamchatka

I. A. Tararin

*Far East Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,  
prospekt 100-let Vladivostoku, 159, Vladivostok, 690022 Russia*

*e-mail: itararin@mail.ru*

Received December 5, 2013

**Abstract**—Late Mesozoic metapicrites and metapicrobasalts occur in all apoterrigenous rock sequences in Kamchatka's Sredinnyi crystalline massif, forming sheets, flows, and sills ranging between a few and 100 m or greater in thickness. Metapicrites possess geochemical parameters that are intermediate between mid-oceanic ridge tholeiites and island-arc tholeiites, which is typical of volcanic rock complexes in marginal basins. The host rocks are terrigenous rock sequences of the Kikhchik series and its metamorphosed analogues, viz., the Kolpakov, Kamchatka, and Malkino series, which were formed in a common continental-margin sedimentary basin during the late Mesozoic sedimentation cycle with the same source, which was a province in the eastern margin of the Asian continent. The extension of continental crust in the Cretaceous sedimentary basin and intersections by faults of the same age as that of the Okhotsk–Chukchi volcanogenic belt, combined to produce basite and ultrabasite volcanism. Emplacement of mantle material (the ascent of mantle plumages) accompanied by deep hydrogen-rich fluids into the basement of the crust from volcanogenic terrigenous deposits of the marginal basin produced considerable temperature increases in the crust, as well as magmatic replacement of volcanogenic sedimentary rock sequences with the subsequent generation of magma chambers and ascent of acid volcanic and granitoid rocks into the upper crust.