

**ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МЕТАВУЛКАНИТОВ КВАХОНСКОЙ СВИТЫ  
СРЕДИННО-КАМЧАТСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА**

**И.А. Тарарин<sup>1</sup>, З.Г. Бадрединов<sup>1</sup>, В.М. Чубаров<sup>2</sup>**

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

<sup>2</sup>ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, б-р Пуйна 9, г. Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: zond@kscnet.ru

Поступила в редакцию 14 сентября 2012 г.

Метавулканытны квахонской свиты, обнажающиеся на западных склонах Срединно-Камчатского массива, представлены двумя толщами. В нижней толще, занимающей большую часть выходов свиты, преобладают порфиоровые и афировые клинопироксен-плагиоклазовые метабазаальты и их туфы при подчиненной роли метапикробазальтов, метаандезитов и их туфов и метадацитов. Последние формируют отдельные тела в северной части выходов квахонской свиты. Верхняя толща сложена метаандезитами, метабазаальтами и их туфами, содержит прослой терригенных пород (алевролитов, песчаников, карбонатных граувакк) и тела метадацитов. тектонические особенности Породы свиты интенсивно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации ( $t = 250^{\circ}\text{--}420^{\circ}\text{C}$ ,  $P_s$  – около 1 кбар) с замещением вкрапленников клинопироксена (или их обломков в туфовых разновидностях) актинолитом, хлоритом и эпидотом, а вкрапленников плагиоклаза – альбитом, мусковитом, хлоритом и эпидотом. В метабазаальтах, обогащенных рудными минералами, наблюдается развитие по клинопироксену тончайших прожилков и мельчайших зерен (до 20–30 мкм) Са-Na и Na амфиболов – винчита, ферровинчита, глаукофана и ферроглаукофана. Основная масса пород (или связующая масса туфов) состоит из титанита, магнетита, хлорита, эпидота, стилипноомелана и альбита, присутствующих в различных сочетаниях. Метабазаальты свиты принадлежат к высокожелезистым и нередко высокотитанистым образованиям, что сближает их с толитами срединно-океанических или рифтогенных структур. Метаандезиты и метадациты также сохраняют повышенную железистость и относятся к типичным породам известково-щелочной серии островных дуг или активных континентальных окраин. Предполагается, что формирование исходных пород квахонской свиты происходило в пределах вулканических центров на дне обширного мелового эпиконтинентального окраинного бассейна, в котором отлагались мощные толщи терригенных пород, обломочный материал которых поступал с северо-востока Азиатского континента. Геологические и геохимические данные свидетельствуют о сходстве метавулкаников квахонской свиты с зеленокаменными измененными вулканиками хр. Пенсантайн Западной Камчатки, возраст которых по данным U-Pb SHRIMP изотопии цирконов датируется 90–100 млн лет. Возможно, что и протолит метавулкаников квахонской свиты был сформирован в этот же возрастной интервал.

**Ключевые слова:** метавулканытны, квахонская свита, геохимия, палеотектонические реконструкции, Срединно-Камчатский массив.

**ВВЕДЕНИЕ**

Согласно общепринятым представлениям, позднемеловая и раннекайнозойская геодинамическая эволюция северо-западной окраины Азиатского континента обусловлена последовательной сменой во времени и пространстве надсубдукционных структур в результате поглощения у восточной окраины Азии океанической литосферы Тихоокеанской плиты, перемещавшейся в северо-западном направлении [26]. В результате этих процессов на востоке Азиатского континента в конце раннего

мела был сформирован Охотско-Чукотский окраинно-континентальный вулканический пояс и кампан-маастрихтская Ачайваям-Валагинская [32, 34] или Олюторская [37] островная дуга, аккрецированная в эоцене.

Новые данные, полученные в последние годы, свидетельствуют, что на Западной Камчатке в позднем мелу существовала самостоятельная Западно-Камчатская вулканическая дуга, развитие которой происходило с начала позднего мела одновременно с формированием Охотско-Чукотского вулканического

пояса [9, 11, 27–29]. Еще раньше на Западной Камчатке вулканическая дуга была выделена под названием Квахонской дуги [2, 17]. Островодужный комплекс Западно-Камчатской вулканической дуги центральной части Западной Камчатки объединен в пенсантайскую толщу, представленную туфами высокожелезистых толеитов и дайками базальт-андезит-дацит-риолитового состава [28]. Породы дацит-риолитового состава толщи принадлежат к известково-щелочной серии, свидетельствуя об энциалической тенденции развития этой дуги [28]. Пенсантайская толща является самостоятельным стратиграфическим подразделением, обнажающимся в тектонических окнах среди слабометаморфизованных отложений ирунейской свиты. U-Pb SHRIMP датирование цирконов пенсантайской толщи свидетельствует, что ее отложения представляют, вероятно, нижние части разреза единой последовательности позднемелового вулканизма Западной Камчатки [1].

Западно-Камчатская островная дуга состояла, по-видимому, из гирлянды вулканических островов, приуроченных к обширному морскому бассейну, в котором формировались мел-палеогеновые терригенные толщи, обломочный материал которых поступал с северо-восточной окраины Азиатского континента [4, 5, 8, 21, 30–34]. В Олюторской зоне формирующиеся терригенные отложения представлены укэлайтской серией, в Лесновском поднятии Камчатского перешейка – лесновской серией и, наконец, в структурах Срединно-Камчатского массива – хозгонской свитой кихчикской серии. Особенностью этих терригенных образований является кварц-полевошпатовый состав песчаников, переслаивание с алевролитами и аргиллитами и наличие согласных пластовых тел толеитовых базальтоидов и их туфов [8, 29, 33].

#### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В пределах Срединно-Камчатского массива метавулканиды квахонской свиты обнажаются в среднем течении р. Квахона в виде изометричного выхода (рис. 1) и обычно рассматривались в качестве образований юрско-раннемеловой Квахонской вулканической дуги [2, 3, 9, 17, 21, 24, 25]. По мнению исследователей, Квахонская вулканическая дуга располагалась к западу от Срединно-Камчатского массива и ее фрагменты обнаруживаются в бассейне р. Тигиль и хр. Пенсантайн. По составу породы этой дуги сходны с одновозрастными вулканидами Таловских гор и Пекульнейского хребта [17].

Квахонская свита состоит из двух согласно залегающих толщ, различающихся по литологическому составу отложений (рис. 1). Нижняя тоща, занимающая большую часть площади выхода свиты, представлена преимущественно метабазами и их туфами,

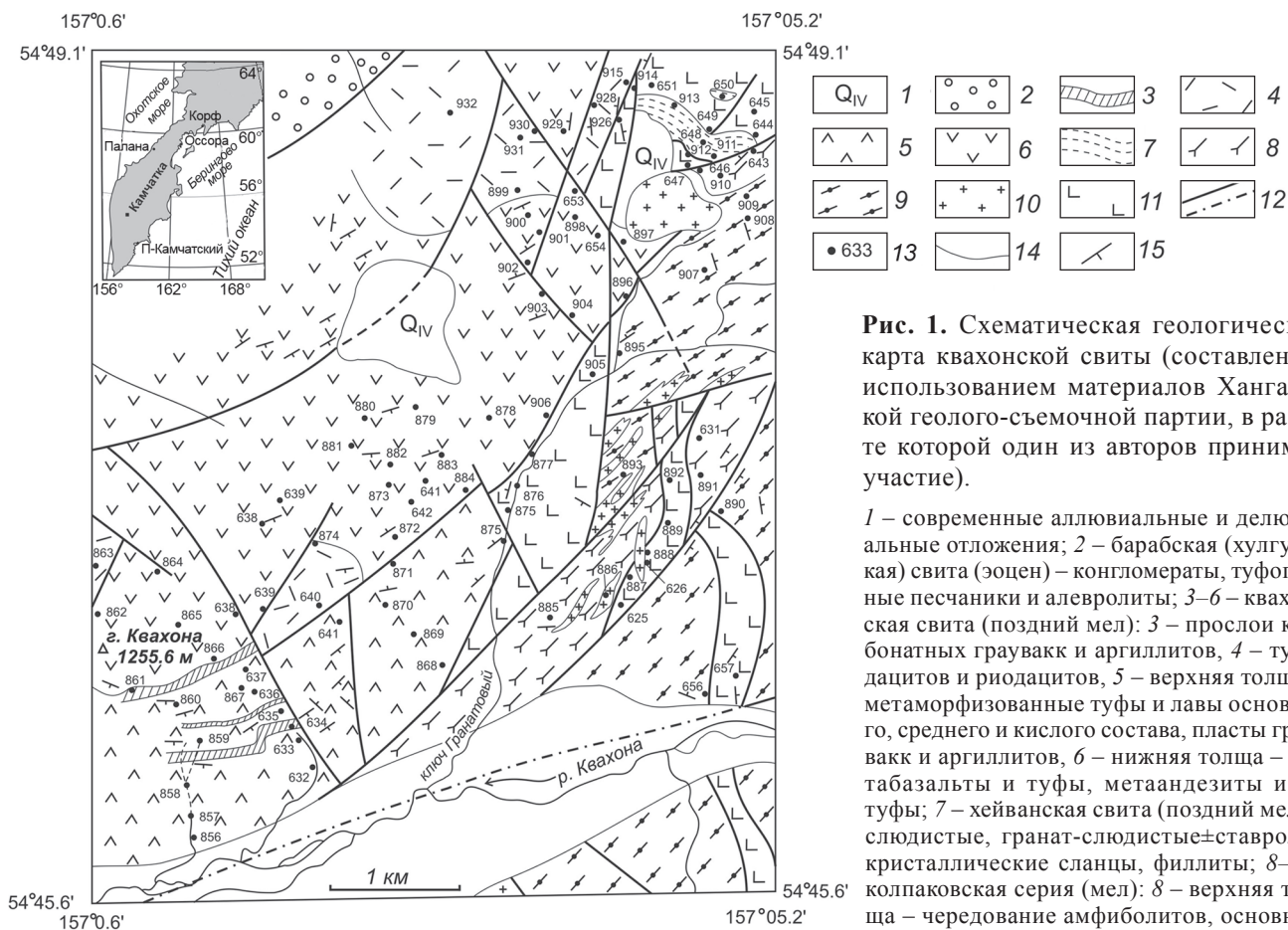
меньше развиты метапикробазальты, метаандезиты и их туфы. Верхняя толща, обнажающаяся в южной части выхода свиты, состоит из метабазальтов, метаандезитов и их туфов, туфогравелитов с обугленными остатками растений, содержит прослои туфов метадацитов, дайки и субвулканические тела метадацитов, пласты карбонатных граувакк, песчаников и алевролитов. Метаосадочные породы образуют пластовые залежи субширотного простирания мощностью до 100–150 м, прослеженные на 1.0–1.5 км (рис. 1).

В северной части выходов пород квахонской свиты отмечаются редкие дайкообразные тела высокожелезистых и высокотитанистых метабазальтов. Здесь же наблюдаются довольно крупные тела метаморфизованных дацитов и риодацитов и их туфов. Общая мощность отложений квахонской свиты около 1100 м. Сходные вулканогенные образования описаны в пределах хребтов Паншетоям, Медвежий и Пенсантайн [28].

Форма выходов пород квахонской свиты, литологический состав слагающих ее метавулканидов позволяют предполагать, что эти отложения были сформированы в пределах отдельного палеовулканического центра Западно-Камчатской вулканической дуги. Ассоциация вулканидов с морскими осадками (песчаниками, алевролитами и граувакками), широкое распространение туфов свидетельствуют, что отложения свиты формировались в подводной морской обстановке обширного окраинноморского палеобассейна.

Взаимоотношения квахонской свиты с метаморфическими образованиями колпаковской и малкинской серий повсеместно тектонические. В восточной части рассматриваемого района по серии крутопадающих разломов субмеридионального простирания отложения свиты контактируют с метаморфическими породами колпаковской серии (рис. 1). К зоне контакта приурочены крупные тела ультраосновных пород, которые рассматривались в качестве серпентинитового меланжа в основании тектонического покрова, сложенного отложениями квахонской свиты [17].

Перекрывающие отложения барабской (хулгунской) свиты эоцена [20] залегают на квахонской свите несогласно, имея в основании горизонт туфогенных базальных конгломератов, в составе обломков которых преобладают рогообманковые дациты, порфировидные граниты, базальты, кремнистые туфы, туфосилициты, яшмы и песчаники. Обломки хорошо окатаны. Для верхних частей барабской свиты характерны полимиктовые конгломераты, гравелиты и песчаники, плохо окатанный обломочный материал которых представлен в основном метаморфическими породами. U-Pb SHRIMP возраст цирконов из отложений барабской свиты отвечает среднему эоцену ( $50.5 \pm 1.2$  млн лет) [37].



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта квахонской свиты (составлена с использованием материалов Хангарской геолого-съёмочной партии, в работе которой один из авторов принимал участие).

1 – современные аллювиальные и делювиальные отложения; 2 – барабская (хулгунская) свита (эоцен) – конгломераты, туфогенные песчаники и алевролиты; 3–6 – квахонская свита (поздний мел): 3 – прослои карбонатных граувак и аргиллитов, 4 – туфы дацитов и риодацитов, 5 – верхняя толща – метаморфизованные туфы и лавы основного, среднего и кислого состава, пласты граувак и аргиллитов, 6 – нижняя толща – метабазалты и туфы, метаандезиты и их туфы; 7 – хейванская свита (поздний мел) – слюдистые, гранат-слюдистые ± ставролит кристаллические сланцы, филлиты; 8–9 – колпаковская серия (мел): 8 – верхняя толща – чередование амфиболитов, основных сланцев и гранат-слюдистых плагиогнейсов, 9 – средняя толща – гранат-слюдистые плагиогнейсы и мигматиты; 10 – синметаморфические лейкократовые граниты и пегматиты (эоцен); 11 – серпентинизированные ультрабазиты и серпентинитовый меланж; 12 – геологические границы; 13 – тектонические нарушения; 14 – точки наблюдения; 15 – элементы залегания сланцеватости, гнейсовидности. На врезке показано положение пород квахонской свиты.

13 – тектонические нарушения; 14 – точки наблюдения; 15 – элементы залегания сланцеватости, гнейсовидности. На врезке показано положение пород квахонской свиты.

Источником обломков вулканидов в отложениях барабской свиты могли, вероятно, служить вулканиды квахонской свиты, расположенной в непосредственной близости от выходов барабской свиты (рис. 1). Однако, по мнению [18], источником обломков барабских конгломератов являлись вулканиды черепановской свиты.

### МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Метабазалты квахонской свиты – порфиоровые и афировые породы с микроделеритовой или толеитовой структурами основной массы, замещенной актинолитом, хлоритом, эпидотом, пумпеллитом, стильпноеланом, альбитом и мусковитом, присутствующими в различных количественных соотношениях. Порфиоровые разновидности содержат вкрапленники клинопироксена размером до 1–3 мм и более мелкие (до 0.5–1.0 мм) кристаллы нацело альбитизированного плагиоклаза. В афировых разновид-

ностях отмечаются только редкие мелкие выделения клинопироксена и плагиоклаза. Кристаллы клинопироксена обладают хорошо выраженной зональностью: магнезиальность кристаллов варьирует от  $X_{Mg} = 0.45–0.72$  (центральные зоны) до  $X_{Mg} = 0.50–0.73$  (в краевых зонах) (табл. 1). Клинопироксен замещается хлоритом, актинолитом и Ca-Na и Na амфиболами. Щелочные амфиболы (винчит и ферровинчит, кроссит, глаукофан и ферроглаукофан, табл. 2) образуют мельчайшие зерна (размером до 20–30 мкм), невыдержанные прожилки и редкие прерывистые оторочки в краевых частях кристаллов клинопироксена (рис. 2).

Сходные структуры замещения Ca-Na и Na амфиболами (рибекитом, кросситом и ферровинчитом, обрастаемых и замещаемых ферроактинолитом и актинолитом) первичной бурой роговой обманки (магнезиогастингсита) установлены в обогащенном магнетитом метабазите стеновой серии Ганальского хребта (обр. 354-И, рис. 3) [22].

Таблица 1. Представительные микронзондовые анализы клинопироксенов из базитовых метавулканитов квахонской свиты.

	632-Б	637				860/1				860/2
	Срх	Срх <sup>1</sup> <sub>с</sub>	Срх <sup>1</sup> <sub>г</sub>	Срх <sup>2</sup> <sub>с</sub>	Срх <sup>2</sup> <sub>г</sub>	Срх <sup>1</sup> <sub>с</sub>	Срх <sup>1</sup> <sub>г</sub>	Срх <sup>2</sup> <sub>с</sub>	Срх <sup>2</sup> <sub>г</sub>	Срх <sup>1</sup> <sub>с</sub>
SiO <sub>2</sub>	53.26	50.70	50.86	50.67	51.37	52.17	51.22	52.50	52.79	51.40
TiO <sub>2</sub>	0.64	0.64	0.60	0.60	0.58	0.49	0.56	0.73	0.83	0.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.87	3.09	2.89	3.11	2.65	1.06	0.96	11.37	1.39	1.68
FeO	10.06	10.57	10.49	10.64	9.63	14.87	16.93	12.57	11.60	10.66
MnO	0.28	0.24	0.30	0.32	0.27	0.50	0.62	0.30	0.45	0.36
MgO	14.88	14.77	15.17	15.01	15.29	12.98	11.90	13.76	14.23	13.73
CaO	19.66	19.04	18.62	18.85	19.73	18.45	17.67	19.76	19.88	20.18
Na <sub>2</sub> O	0.38	0.41	0.30	0.31	0.35	0.35	0.31	0.33	0.34	0.34
Сумма	101.03	99.46	99.24	99.51	99.87	100.88	100.18	101.77	101.40	99.02
X <sub>Mg</sub>	0.719	0.709	0.715	0.709	0.734	0.601	0.548	0.661	0.678	0.689
Wol	40.7	39.8	38.9	39.2	40.7	38.4	37.2	40.6	40.8	42.4
En	43.0	42.9	44.0	43.5	43.8	37.5	34.9	39.3	40.6	40.1
Fs	16.3	17.3	17.1	17.3	15.5	24.1	27.9	20.1	18.6	17.5

	860/2			869/2		880/2		880/3	
	Срх <sup>1</sup> <sub>г</sub>	Срх <sup>2</sup> <sub>с</sub>	Срх <sup>2</sup> <sub>г</sub>	Срх <sub>с</sub>	Срх <sub>г</sub>	Срх <sub>с</sub>	Срх <sub>г</sub>	Срх <sub>с</sub>	Срх <sub>г</sub>
SiO <sub>2</sub>	50.30	50.66	50.62	52.29	51.86	51.33	49.39	49.46	50.32
TiO <sub>2</sub>	0.74	0.90	0.71	0.49	0.48	0.74	1.50	1.00	1.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.30	2.14	1.61	1.48	1.46	1.23	2.74	2.76	2.39
FeO	17.23	10.53	15.18	11.28	11.41	14.34	13.29	12.78	12.20
MnO	0.49	0.37	0.44	0.44	0.53	0.43	0.44	0.35	0.39
MgO	10.52	13.84	11.24	14.36	14.30	12.87	12.13	12.00	12.85
CaO	18.24	20.38	19.12	19.80	19.79	18.20	19.30	18.98	19.18
Na <sub>2</sub> O	0.34	0.36	0.39	0.34	0.40	0.40	0.48	1.13	0.48
Сумма	99.17	99.17	99.37	100.48	100.25	99.74	99.27	98.46	98.92
X <sub>Mg</sub>	0.514	0.697	0.562	0.686	0.681	0.608	0.611	0.620	0.645
Wol	39.4	42.6	41.1	40.8	40.8	38.5	41.5	41.6	41.2
En	31.6	40.2	39.5	41.1	40.9	37.9	36.2	36.6	38.4
Fs	29.0	17.2	25.4	18.1	18.3	23.6	22.3	21.8	20.4

Примечание. Обр. 632-Б, 637, 860/1, 860/2, 869/2, 880/3 – порфиновые клинопироксен-плагиоклазовые метабазальты; 880/2 – афировый метабазацит; с – центр, г – край кристалла. Содержания оксидов – в %.

Вкрапленники и обломки кристаллов плагиоклаза (в туфах) полностью преобразованы в альбит ( $X_{An} = 0.00-0.06$ ), ассоциирующий с мусковитом, эпидотом и хлоритом. Метабазиты (особенно высокотитанистые) содержат значительное количество ильменита, замещенного титанитом.

Стильпномелан в метавулканитах наблюдается в виде шестоватых кристаллов (рис. 4) и обладает повышенной железистостью ( $X_{Mg} = 0.25-0.35$ ). Биотит встречается значительно реже стильпномелана; его магнезиальность равна  $X_{Mg} = 0.50-0.52$  (табл. 2). Мусковит обычно развивается при замещении первичного плагиоклаза совместно с хлоритом, эпидотом и альбитом. Железистость мусковита в метабазитах  $X_{Mg} = 0.45-0.55$  (табл. 2) возрастает в метаморфизованных риодацитах до  $X_{Mg} = 0.32-0.43$ .

Минеральные ассоциации метаандезитов и метаандезибазальтов сходны с парагенезисами основ-

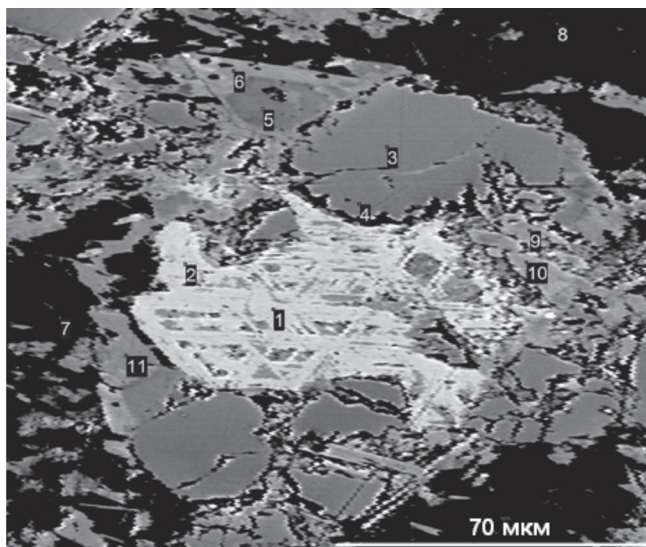
ных разновидностей, отличаясь более лейкократовым характером и присутствием редких кристаллов первичного амфибола.

Метадациты и метариодациты – лейкократовые породы, содержащие вкрапленники бурого амфибола, плагиоклаза и кварца. Как и основные разновидности, средние и кислые породы преобразованы в зеленые сланцы, новообразования которых представлены актинолитом, эпидотом, хлоритом, мусковитом, биотитом, стильпномеланом и альбитом.

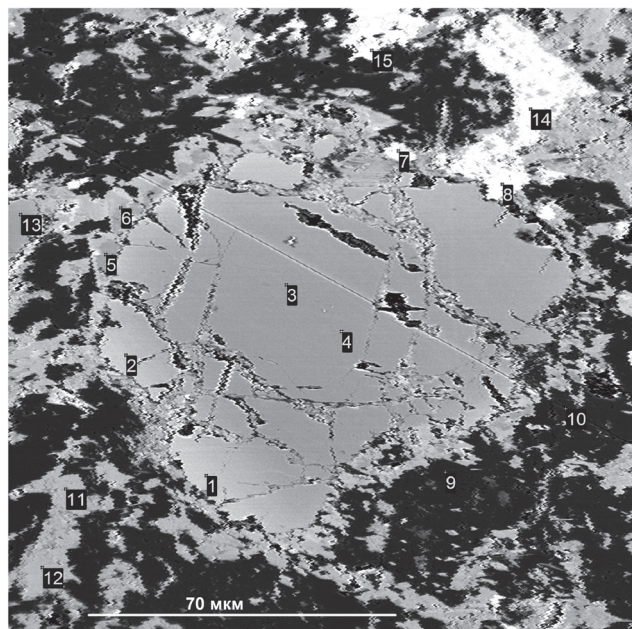
#### ГЕОХИМИЯ МЕТАВУЛКАНИТОВ

Химический и микроэлементный состав метавулканитов квахонской свиты приведен в табл. 3 и отражен на ряде петрохимических диаграмм (рис. 5–10). На диаграмме SiO<sub>2</sub>–(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) (рис. 5 а) составы метабазальтов и их туфов приурочены в основном к полю базальтов; небольшое количество пород характеризуется более высокими содержани-





а



б

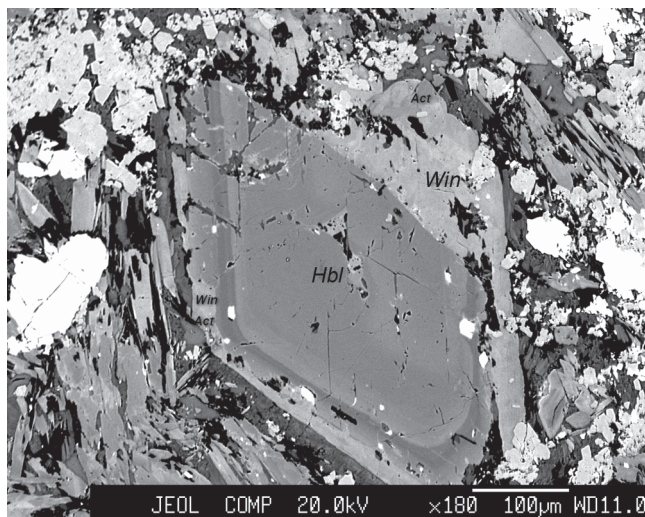
**Рис. 2.** Обр. 860/1. Развитие Ca-Na амфибола (5) в краевой зоне кристалла клинопироксена (3, 4) мета-базальта квахонской свиты.

а: 1–2 – титанит; 6, 9, 10 – актинолит, 7, 8 – альбит; 11 – хлорит.

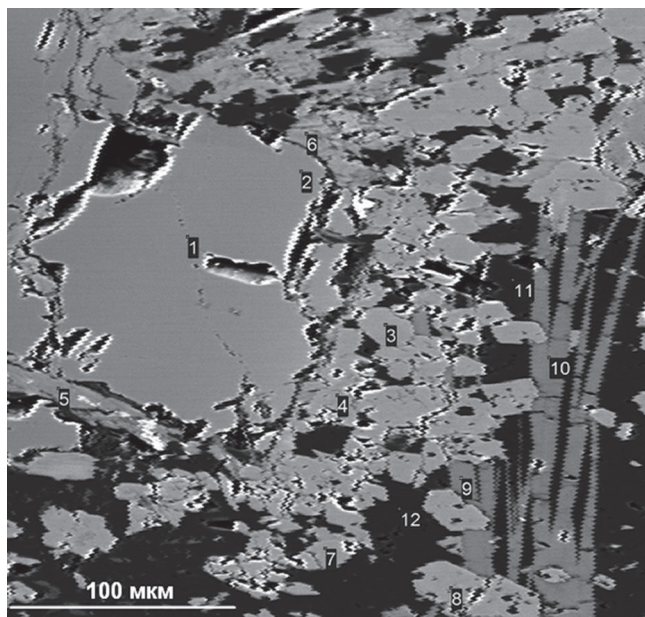
б: 1–4, 13 – клинопироксен, 5, 6 – Ca-Na амфибол, 7, 14 – титанит, 8, 15 – магнетит, 9, 10 – альбит, 11, 12 – хлорит.

ями оксидов щелочей, сближая их с трахибазальтами. Составы метаандезитов и их туфов располагаются в полях андезибазальтов и андезитов, причем часть пород относится к более щелочным разновидностям – трахиандезитам.

На диаграмме  $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$  (рис. 5 б) видно, что метабазальты и их туфы принадлежат в основном к



**Рис. 3.** Замещение первичного амфибола (Hbl) винчитом (Win) и актинолитом (Act) в метабазите, обогащенном магнетитом. Обр. 354-И, стантовая серия Ганальского хребта.



**Рис. 4.** Обр. 880/3. Шестоватые кристаллы стильпно-мелана (9-10) в метавулканите квахонской свиты.

1, 2 – клинопироксен; 3, 4, 7, 8 – эпидот; 5, 6 – хлорит; 11, 12 – альбит.

низкокалевой (толеитовой) серии, меньше развиты породы известково-щелочной и даже высококалевой серий. Метаандезиты, метадациты и их туфы – типичные породы известково-щелочной серии.

Для сравнения на диаграммы (рис. 5–7) нанесены составы гранатовых амфиболитов колпаковской серии, что иллюстрирует их сходство с высокожеле-

Таблица 2. Представительные микронзондовые анализы минералов из метавулканиитов квахонской свиты.

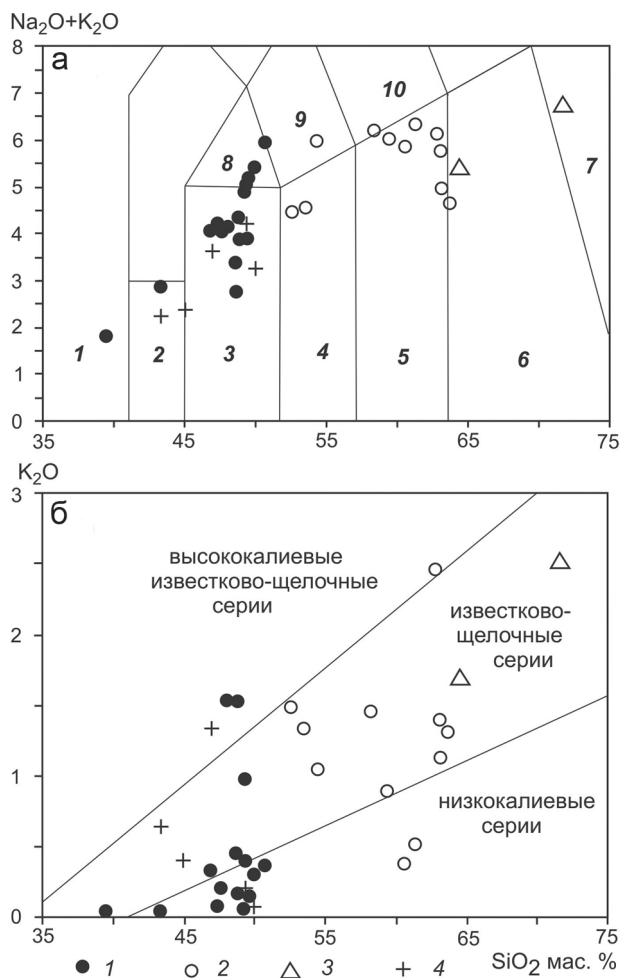
Компонент	632-Б			637			860/1						860/2			
	Stilp	Amf <sub>1</sub>	Amf <sub>2</sub>	Amf <sub>c</sub>	Amf <sub>f</sub>	Amf <sub>e</sub>	Amf <sub>f</sub>	Amf <sub>1</sub>	Amf <sub>2</sub>	Amf <sub>3</sub>	Amf <sub>4</sub>	Amf <sub>5</sub>	Amf <sub>6</sub>	Amf <sub>7</sub>	Amf <sub>1</sub>	Amf <sub>2</sub>
SiO <sub>2</sub>	45.21	51.37	49.94	54.15	54.81	53.63	54.11	51.88	52.54	52.90	53.97	55.11	54.07	52.99	52.26	52.00
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.06	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.87	3.32	4.03	0.69	0.00	0.89	0.00	2.38	2.45	4.78	6.84	4.69	4.67	4.2	1.91	1.73
FeO	26.40	20.31	17.26	12.97	11.73	13.14	12.19	23.78	21.74	23.21	23.91	24.12	23.97	23.52	14.73	19.96
MnO	0.07	0.21	0.23	0.38	0.42	0.49	0.41	0.00	0.29	0.26	0.23	0.34	0.00	0.27	0.32	0.31
MgO	8.08	10.77	13.50	15.02	15.92	14.42	15.53	8.57	9.44	7.05	5.19	5.47	5.33	6.46	13.72	10.61
CaO	0.14	10.40	9.61	11.98	12.57	12.18	12.60	9.15	10.40	2.80	1.29	0.52	1.04	3.39	12.85	11.97
Na <sub>2</sub> O	0.03	1.35	5.06	0.64	0.00	0.32	0.00	2.28	1.67	4.24	6.52	7.07	6.76	4.90	0.29	0.55
K <sub>2</sub> O	0.00	0.23	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	101.03	98.02	99.82	95.83	95.44	95.06	94.83	98.05	98.70	97.40	97.95	96.98	95.83	95.75	96.39	97.13
Si	3.88	7.60	7.29	7.96	8.02	7.95	8.00	7.77	7.80	7.97	7.90	8.03	8.01	7.95	7.66	7.81
Ti	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Al	0.28	0.58	0.69	0.12	0.00	0.16	0.00	0.42	0.43	0.85	1.18	0.81	0.82	0.74	0.33	0.31
Fe <sup>3+</sup>		0.27	0.09	0.00	0.09	0.00	0.02	0.28	0.05	0.31	0.46	0.99	0.93	0.59	0.42	0.00
Fe <sup>2+</sup>	1.90	2.24	2.02	1.59	1.35	1.63	1.48	2.70	2.65	2.62	2.47	1.95	2.04	2.36	3.00	2.51
Mn	0.05	0.03	0.03	0.05	0.05	0.06	0.05	0.00	0.04	0.03	0.03	0.04	0.00	0.03	0.04	0.04
Mg	1.03	2.38	2.94	3.29	3.47	3.19	3.42	1.91	2.09	1.58	1.13	1.19	1.18	1.44	1.39	2.37
Ca	0.01	1.65	1.50	1.89	1.97	1.94	2.00	1.47	1.65	0.45	0.20	0.08	0.17	0.53	2.02	1.93
Na	0.06	0.39	1.43	0.18	0.00	0.09	0.00	0.66	0.48	1.24	1.85	2.00	1.94	1.43	0.08	0.16
K	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X <sub>Mg</sub>	0.352	0.515	0.593	0.674	0.720	0.662	0.698	0.414	0.440	0.376	0.314	0.379	0.366	0.379	0.683	0.486
Amphibole		Act	Edenite		Act			Fe-Act	Fe-Act	Fe-Win		Crossite			Act	
T°C		375-420			300-320						<250-340				250-370	
P <sub>3</sub> , кбар		1.6			<1						1				<1	
Ассоциация	Stilp-Chl-Ep-Act-Hbl-Ab-Mt			Ep-Ms-Chl-Act-Ab-Mt											Stilp-Ep-Glf-Win-Act-Ab-Mt	

Таблица 2. Продолжение.

Компо- нент	860/2					880/2					882				
	Amf <sub>3</sub>	Amf <sub>4</sub>	Amf <sub>5</sub>	Stilp	Amf <sub>1</sub>	Amf <sub>2</sub>	Amf <sub>3</sub>	Amf <sub>4</sub>	Amf <sub>5</sub>	Amf <sub>6</sub>	Amf <sub>c</sub>	Amf <sub>f</sub>	Bt	Ms	Chl
SiO <sub>2</sub>	51.49	54.55	53.71	47.07	52.87	51.71	51.73	52.18	51.23	54.11	54.28	54.17	37.73	49.58	27.38
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.53	0.62	0.47	0.00	0.00	0.92	0.33	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.19	2.16	3.97	6.42	1.55	2.78	2.00	3.92	5.37	6.36	1.48	2.23	14.68	24.86	17.74
FeO	21.62	21.32	23.28	27.03	18.88	18.38	20.24	21.26	20.67	19.35	15.04	16.76	20.15	4.97	26.47
MnO	0.39	0.23	0.28	0.89	0.43	0.31	0.31	0.34	0.28	0.00	0.50	0.56	0.30	0.00	0.64
MgO	8.97	8.57	6.95	5.35	11.04	11.15	10.06	8.35	8.63	7.50	13.99	12.80	11.30	2.50	15.49
CaO	9.85	1.72	4.36	0.43	12.12	12.50	11.55	6.96	5.49	1.96	12.74	10.57	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	1.49	6.05	4.95	0.00	0.44	0.52	0.71	3.61	4.15	5.92	0.40	1.39	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.29	0.00	0.00	1.99	0.20	0.21	0.20	0.18	0.26	0.00	0.00	0.15	12.39	13.60	0.00
Сумма	96.29	94.99	97.51	90.11	97.54	97.56	97.03	97.33	96.90	95.66	98.43	98.64	97.46	95.83	87.71
Si	7.84	8.03	7.96	3.74	7.86	7.69	7.79	7.78	7.62	7.94	7.85	7.84	2.87	3.38	2.91
Ti	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.06	0.07	0.05	0.00	0.00	0.22	0.02	0.00
Al	0.39	0.37	0.69	0.60	0.27	0.49	0.36	0.69	0.94	1.10	0.25	0.38	1.98	2.00	2.22
Fe <sup>3+</sup>	0.08	1.25	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.39	0.38	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	2.68	1.38	2.57	1.79	2.35	2.29	2.55	2.50	2.18	2.00	1.82	1.97	1.28	0.28	2.35
Mn	0.05	0.03	0.04	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.00	0.06	0.07	0.02	0.00	0.06
Mg	2.04	1.88	1.54	0.63	2.45	2.47	2.26	1.86	1.91	1.64	3.02	2.76	1.28	0.25	2.45
Ca	1.61	0.27	0.69	0.04	1.93	1.99	1.86	1.11	0.87	0.31	1.97	1.64	0.00	0.00	0.00
Na	0.44	1.73	1.42	0.00	0.13	0.15	0.21	1.04	1.20	1.68	0.11	0.39	0.00	0.00	0.00
K	0.06	0.00	0.00	0.20	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.00	0.00	0.03	1.20	1.18	0.00
X <sub>Mg</sub>	0.432	0.577	0.380	0.261	0.510	0.519	0.470	0.427	0.467	0.451	0.624	0.584	0.500	0.473	0.510
Amphibole	Act	Fe-Glf	Fe-Win		Act	Act	Crossite	Fe-Win	Glf		Act	Act			
T°C	250-370														
P <sub>s</sub> , кбар	<1														
Ассоциация	Stilp-Ep-Glf-Win-Act-Ab-Mt					Ep-Chl-Win-Crossite-Act-Ab-Mt±Stilp					Or-Ms-Bt-Ep-Chl-Act-Ab-Mt				

Примечание. Обр. 632-Б, 637, 860/1, 860/2, 882 – порфирные и редкопорфирные Срх-Pl metabазалты, 880/2 – афировый metabазалт. Формульные коэффициенты амфиболов рассчитаны на 23(O), биотита, мусковита и стилиномелана – на 11(O), хлорита – на 14(O). Температура и давление определены по эмпирическому амфиболовому геотермометру [15]. Номенклатура амфиболов дана по [38]. Символы минералов: Ab – альбит, Act – актинолит, Amf – амфибол, Bt – биотит, Chl – хлорит, Срх – клиношироксен (с – центр, г – край кристалла), Ep – эпидот, Fe-Act – ферроактинолит, Fe-Glf – ферроглаукофан, Fe-Win – ферровинцит, Glf – глаукофан, Hbl – роговая обманка, Ms – мусковит, Mt – магнетит, Or – ортоклаз, Stilp – стилиномелан, Win – винцит; X<sub>Mg</sub> = Mg/(Fe<sup>2+</sup>+Mg).





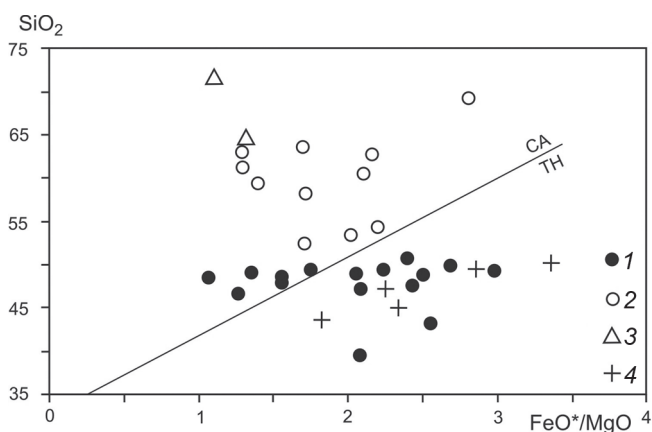
**Рис. 5.** Петрохимические диаграммы  $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  (а) и  $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$  (б) для метавулканитов квахонской свиты.

Использованы данные табл. 3 и неопубликованные данные авторов. На диаграмме  $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  цифрами обозначены поля: 1 – пикритов, 2 – пикробазальтов, 3 – базальтов, 4 – андезибазальтов, 5 – андезитов, 6 – дацитов, 7 – риолитов, 8 – трахибазальтов, 9 – трахиандезибазальтов, 10 – трахиандезитов. Поля на диаграмме  $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$  приведены по [42].

Условные обозначения: 1–3 – метаморфизованные метавулканиты квахонской свиты: 1 – метабазаальты и метапикробазальты, 2 – метаандезиты и метаандезибазаальты, 3 – метадациты и метариолиты, 4 – гранатовые амфиболиты колпакской серии.

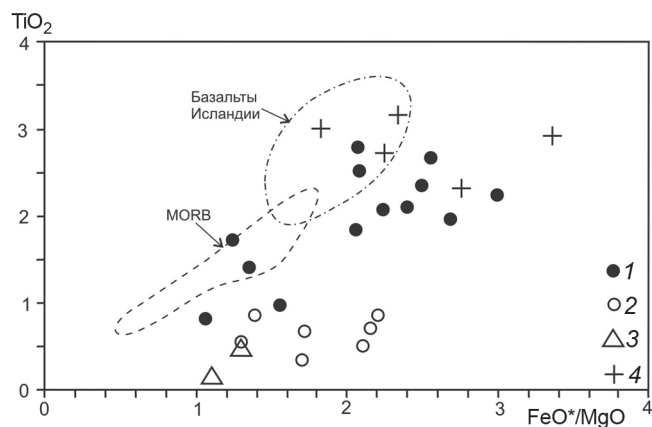
зистыми и высокотитанистыми метабазами квахонской свиты.

На диаграмме  $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$  (рис. 6) метабазаальты и их туфы квахонской свиты занимают поле пород толеитовой серии, а метаандезиты и метадациты – поле пород известково-щелочной серии. Из диаграммы следует, что по железистости метабазаальты, метаандезиты и метадациты свиты сходны.



**Рис. 6.** Петрохимическая диаграмма  $\text{SiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$  [40] для метавулканитов квахонской свиты.

ТН – толеитовая, СА – известково-щелочная серии. Условные обозначения 1–4 см. на рис. 5.



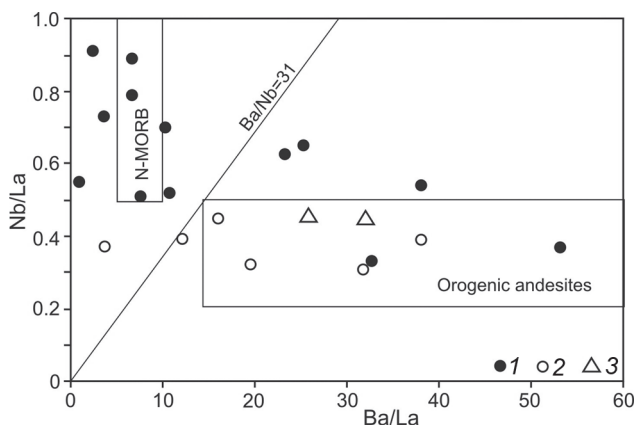
**Рис. 7.** Классификационная диаграмма  $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{TiO}_2$  [40] для метавулканитов квахонской свиты.

Условные обозначения 1–4 см. на рис. 5. Поля базальтов MOR и высокотитанистых вулканитов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта Исландии – по [12].

На диаграмме  $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{TiO}_2$  (рис. 7) видно, что метабазаальты и их туфы характеризуются более высокой железистостью по сравнению с базальтами MOR и спрединговыми базальтоидами Исландии, хотя по уровню концентрации оксида титана они близки. Метаандезиты и метадациты и их туфы свиты обладают пониженной титанистостью при сохранении высокой железистости.

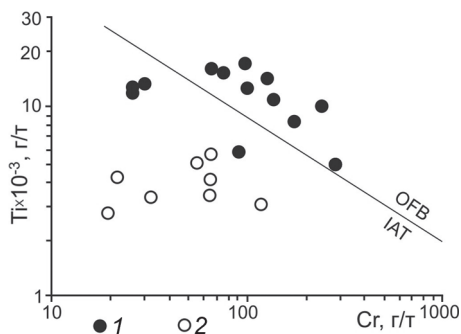
Таким образом, петрохимические данные свидетельствуют, что метавулканиты квахонской свиты независимо от кремнекислотности являются высокожелезистыми породами, как и метавулканиты хр. Пенсантайн Западной Камчатки или спрединговые толеиты Красноморского рифта, а значительное





**Рис. 8.** Классификационная диаграмма Ba/La–Nb/La для метавулканитов квахонской свиты в сравнении со схематическими полями базальтов MOR [41] и орогенических андезитов [36].

1 – metabasalts, their tuffs and metapicrobasalts, 2 – tuffs of metaandesites and metaandesite basalts, 3 – tuffs of metaacidites.



**Рис. 9.** Вариационная диаграмма Sr–Ti [41] для метавулканитов квахонской свиты.

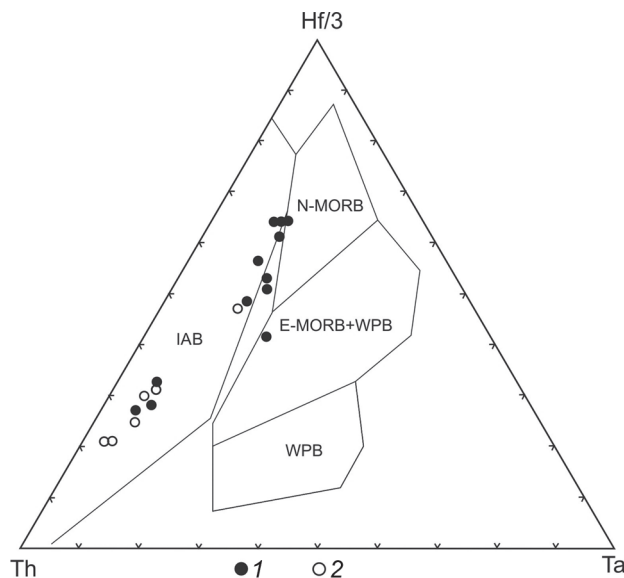
1 – metabasalts and their tuffs, 2 – metaandesites, metaacidites and their tuffs.

количество образцов метабазальтов свиты принадлежат и к высокотитанистым образованиям (содержание  $TiO_2$  достигает 2–3 мас. %).

Классификационная диаграмма Ba/La–Nb/La (рис. 8) иллюстрирует, что метабазальты квахонской свиты сходны с нормальными толеитами MOR (хотя вариации Ba/La-отношения значительны), а метаандезиты, метадациты и их туфы аналогичны по составу орогенным андезитам.

На вариационной диаграмме Sr–Ti (рис. 9) основные разновидности метавулканитов квахонской свиты приурочены к полю океанических толеитов (OFB), а более кремнекислые – к полю островодужных вулканитов (IAT).

Дискриминантная диаграмма Th–Hf–Ta (рис. 10) показывает приуроченность составов всех метавулканитов квахонской свиты (независимо от кремне-



**Рис. 10.** Дискриминантная диаграмма Th–Hf–Ta для метавулканитов квахонской свиты.

1 – metabasalts, their tuffs and metapicrobasalts, 2 – tuffs of metaandesites. Fields of basalts of different tectonic environments [44]: N-MORB – depleted tholeiites of mid-oceanic ridges, E-MORB – enriched tholeiites of mid-oceanic ridges and tholeiites of intraplateau structures, WPB – alkaline basalts of intraplateau structures, IAB – island arcs and active continental margins.

кислотности) к полю вулканитов островных дуг и активных континентальных окраин. Только единичные образцы выходят за пределы этого поля.

Содержания РЗЭ метабазальтов и их туфов, нормированные по хондриту [39] (рис. 11), характеризуются слабой дифференцированностью  $(La/Yb)_N = 1.6–3.2$ ;  $(La/Sm)_N = 1.1–2.1$ . Их графики параллельны графикам базальтов MOR, отличаясь только повышенной суммой редкоземельных элементов. Содержания РЗЭ метаандезитов и метадацитов, нормированные по хондриту [39] (рис. 12), отличаются большей дифференцированностью –  $(La/Yb)_N = 4.3–6.1$ ;  $(La/Sm)_N = 2.0–2.8$ . На графиках распределения РЗЭ (рис. 11, 12) видно, что концентрации LREE в метабазальтах и метаандезитах сопоставимы, тогда как содержания HREE в метадацитах характеризуются значительным дефицитом.

На рис. 13 представлено сравнение содержания РЗЭ меланократовых метабазальтов квахонской свиты и гранатовых амфиболитов колпаковской серии. Графики иллюстрируют полное совпадение спектров РЗЭ этих образований, позволяя предполагать образование гранатовых амфиболитов при

Таблица 3. Содержания петрогенных (в %), рассеянных и РЗЭ (в г/т) в метавулканитах квахонской свиты Срединно-Камчатского кристаллического массива.

Компонент	632-Б	636	637-А	641	652	655-В	860/2	862/1	863/1	878/2	880/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	50.70	49.50	48.10	46.80	48.80	49.30	49.90	49.20	48.60	47.30	43.30
TiO <sub>2</sub>	2.10	2.07	0.96	1.69	1.83	2.23	1.97	1.39	0.81	2.52	2.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.01	14.92	17.89	14.00	13.76	14.60	14.88	17.28	14.46	14.26	15.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.98	2.51	4.94	4.46	5.44	8.72	5.17	2.27	3.33	5.08	6.35
FeO	5.59	11.23	5.83	9.35	8.33	5.83	8.37	7.70	7.82	9.22	9.83
MnO	0.14	0.20	0.17	0.20	0.20	0.22	0.18	0.15	0.20	0.19	0.24
MgO	4.61	6.05	6.64	10.56	6.47	4.62	4.90	7.17	10.17	6.67	6.15
CaO	5.84	5.13	8.42	5.50	8.16	8.00	5.65	7.25	8.54	6.92	9.64
Na <sub>2</sub> O	5.68	5.01	2.62	3.70	4.17	3.48	5.12	4.82	1.84	4.15	2.85
K <sub>2</sub> O	0.36	0.15	1.54	0.33	0.17	0.40	0.30	0.06	1.53	0.07	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.32	0.31	0.14	0.21	0.36	0.29	0.22	0.20	0.33	0.37
П.п.п.	3.21	2.70	2.80	3.60	2.22	2.30	2.85	2.85	2.80	3.71	3.08
Сумма	99.49	99.81	100.21	100.33	99.76	100.06	100.35	100.35	100.30	100.42	100.33
Rb	4.25	1.83	28.55	4.55	1.85	11.45	5.05	1.38	23.72	0.76	1.20
Ba	93.11	40.7	440.6	39.2	22.6	227.5	54.56	47.7	194.1	35.0	34.8
Sr	129.5	105.9	413.6	56.1	225.4	251.8	215.7	182.6	129.8	140.0	285.0
Y	31.18	47.88	23.45	23.82	25.43	49.73	42.55	30.98	18.58	33.02	56.02
Zr	100.7	153.1	6-.6	67.9	83.2	131.2	141.8	91.9	40.2	123.3	155.5
Nb	6.33	7.99	3.06	4.64	8.47	5.05	7.34	3.16	1.94	7.87	5.29
Cs	1.29	0.29	0.70	0.32	0.10	3.76	3.58	0.14	0.95	0.03	1.07
Ni	36.16	18.08	32.62	111.56	81.56	21.67	15.16	45.00	66.66	87.71	36.65
Co	40.73	42.67	36.61	48.90	51.72	41.14	35.70	37.91	45.64	37.62	44.77
Cr	101.5	26.7	91.45	241.7	136.8	30.4	26.3	174.5	283.6	76.40	66.35
V	360.3	297.7	316.5	327.2	410.5	364.7	295.4	235.7	282.3	458.6	457.8
La	9.00	10.97	8.29	5.90	9.27	9.09	8.21	6.22	5.94	10.75	9.78
Ce	18.66	25.91	18.77	14.31	20.57	22.88	21.38	15.45	12.10	24.68	23.56
Pr	2.64	3.66	2.62	2.25	2.77	3.48	3.05	2.38	1.70	3.78	3.56
Nd	12.41	17.25	12.44	11.54	13.21	17.01	15.34	11.55	8.57	19.09	19.31
Sm	3.68	5.26	3.34	3.51	3.63	5.19	4.70	3.59	2.43	5.59	5.97
Eu	1.36	1.75	1.08	1.16	1.28	1.95	1.57	1.35	0.82	1.80	2.16
Gd	4.59	6.40	3.53	4.19	4.19	6.57	5.94	4.60	2.88	6.27	7.87
Tb	0.72	1.03	0.54	0.64	0.65	1.09	0.93	0.72	0.44	0.94	1.28
Dy	4.95	7.15	3.51	4.41	4.22	7.25	6.56	4.98	3.23	6.06	8.79
Ho	0.96	1.39	0.67	0.81	0.80	1.44	1.27	0.98	0.60	1.12	1.77
Er	2.74	3.95	2.03	2.25	2.27	4.17	3.76	2.88	1.80	3.03	5.18
Tm	0.41	0.56	0.28	0.29	0.32	0.59	0.52	0.40	0.24	0.39	0.70
Yb	2.44	3.51	1.79	1.76	1.94	3.80	3.26	2.49	1.53	2.41	4.53
Lu	0.38	0.55	0.28	0.27	0.31	0.60	0.52	0.39	0.25	0.36	0.71
Hf	2.71	3.73	1.64	2.18	2.24	3.39	3.54	2.34	1.16	3.49	4.00
Ta	0.28	0.34	0.15	0.21	0.37	0.23	0.33	0.15	0.08	0.35	0.25
W	0.24	0.38	0.33	0.13	0.38	0.24	0.26	0.34	0.20	0.60	0.45
Pb	2.11	3.53	4.08	1.16	1.63	1.81	1.33	1.47	2.31	1.28	2.08
Th	0.58	1.07	1.22	0.45	0.68	0.63	0.91	0.33	0.71	0.75	0.51
U	0.24	0.29	0.44	0.08	0.16	0.19	0.24	0.10	0.16	0.19	0.14

метаморфизме силлов или даек высокотитанистых и высокожелезистых вулканитов, сходных с породами квахонской свиты.

Распределение содержаний РЗЭ в метавулканитах квахонской свиты, нормированных к составу примитивной мантии [43] (рис. 14), показывает, что

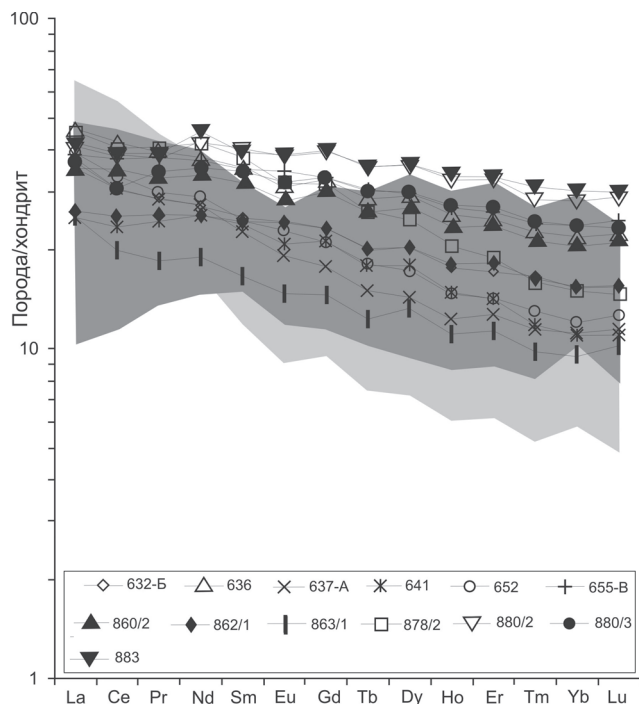
для метавулканитов типичен Nb-Ta-минимум, свидетельствующий о надсубдукционном режиме формирования исходных магм. Метавулканиты характеризуются резкими колебаниями концентраций оксида калия, достигающими минимума в высокожелезистых и высокотитанистых разновидностях.

Таблица 3. Продолжение.

Компо- нент	880/3	883	635	638	639	882/2	899	929	931	872	874
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	48.90	39.40	54.40	62.80	60.56	58.30	61.30	63.60	59.40	64.52	70.23
TiO <sub>2</sub>	2.35	2.79	0.85	0.71	0.51	0.68	0.56	0.34	0.86	0.46	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.72	16.47	18.31	18.56	17.92	16.63	16.58	13.26	16.07	15.52	17.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.65	6.73	4.06	0.54	1.67	3.32	2.22	4.31	4.13	1.43	0.10
FeO	8.64	9.68	3.78	4.38	4.18	4.29	3.31	1.66	2.91	3.30	2.00
MnO	0.22	0.27	0.12	0.08	0.10	0.12	0.11	0.10	0.11	0.07	0.02
MgO	5.52	7.61	3.42	2.26	2.72	4.13	4.12	4.87	4.87	3.52	0.45
CaO	6.87	9.75	5.62	4.54	5.52	4.74	3.82	3.76	3.76	2.13	0.32
Na <sub>2</sub> O	3.75	1.79	4.94	3.66	5.49	4.75	5.81	3.37	5.14	3.73	4.44
K <sub>2</sub> O	0.11	0.01	1.05	2.47	0.37	1.45	0.52	1.31	0.90	1.70	2.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.31	0.34	0.19	0.25	0.25	0.20	0.21	0.11	0.20	0.16	0.08
П.п.п.	3.10	4.93	3.12	0.20	1.20	1.80	1.80	3.82	0.64	3.80	1.38
Сумма	100.14	99.78	99.86	100.45	100.49	100.41	100.35	100.30	98.99	100.34	99.57
Rb	3.64	1.16	15.77	37.92	6.35	20.69	7.04			29.74	72.56
Ba	94.31	25.7	220.6	476.4	109.9	264.5	128.0			250.1	401.28
Sr	141.1	155.6	206.3	591.1	129.91	147.7	297.1			89.4	87.66
Y	43.88	55.92	22.33	20.38	15.33	16.07	12.33			10.69	8.89
Zr	116.7	134.0	99.6	151.8	92.9	63.6	84.8			88.0	128.13
Nb	4.58	5.44	3.87	4.75	3.51	2,74	3.59			3.48	6.81
Cs	2.40	0.11	0.24	1.32	0.18	0.51	0.07			0.41	0.23
Ni	58.86	58.67	28.57	12.6	37.76	27.65	43.81			21.71	4.70
Co	42.97	52.82	17.17	8.12	14.87	21.54	16.00			12.79	1.28
Cr	126.1	98.30	54.8	21.7	117.6	64.75	63.80			19.3	11.30
V	383.8	476.4	218.2	83.35	122.2	219.0	116.72			91.42	6.97
La	8.78	9.94	10.53	15.28	9.01	6.95	8.01			7.80	6.75
Ce	19.55	23.75	23.47	34.51	19.85	15.88	17.24			15.57	14.82
Pr	3.19	3.62	2.90	4.15	2.48	2.01	2.15			2.02	1.73
Nd	16.17	20.66	13.29	16.96	11.35	9.41	9.18			7.66	7.70
Sm	5.05	5.84	3.13	3.72	2.62	2.46	2.09			1.75	1.85
Eu	1.80	2.16	0.96	1.09	0.75	0.76	0.72			0.51	0.37
Gd	6.55	7.89	3.42	3.59	2.64	2.53	2.32			1.90	1.26
Tb	1.08	1.28	0.52	0.51	0.38	0.38	0.31			0.27	0.25
Dy	7.27	8.90	3.31	3.22	2.37	2.72	2.14			1.78	1.80
Ho	1.48	1.82	0.65	0.63	0.45	0.52	0.38			0.33	0.35
Er	4.30	5.29	1.98	1.84	1.25	1.53	1.16			0.99	1.15
Tm	0.60	0.76	0.28	0.26	0.18	0.21	0.15			0.13	0.16
Yb	3.79	4.82	1.90	1.71	1.20	1.43	1.06			0.94	1.37
Lu	0.57	0.73	0.29	0.28	0.19	0.23	0.15			0.14	0.23
Hf	3.19	3.58	2.52	3.88	2.17	1.75	2.24			2.07	3.87
Ta	0.22	0.25	0.17	0.23	0.19	0.12	0.17			0.18	0.51
W	0.24	0.44	0.48	0.80	0.57	0.35	0.22			0.16	0.42
Pb	0.97	3.56	4.39	8.79	3.74	3.00	3.27			2.38	3.43
Th	0.38	0.50	2.08	4.77	2.00	1.25	1.44			1.65	2.81
U	0.12	0.16	0.61	1.17	0.65	0.44	0.49			0.53	1.05

*Примечание.* Обр. 1–12 – порфиновые и редкопорфиновые метабазальты и их туфы, 13 – туф метапикробазальта, 14–20 – метаандезиты и их туфы, 21–22 – туфы метадацитов. Определение SiO<sub>2</sub>, П.п.п. выполнено методом гравиметрии, содержание всех остальных элементов определено методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре ICPAR-6500 в Аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН. Аналитики: Н.В. Зарубина, М.Г. Блохин, В.Н. Залевская, Г.А. Горбач, Л.С. Левчук, Н.В. Ткалина, Н.В. Хуркало.





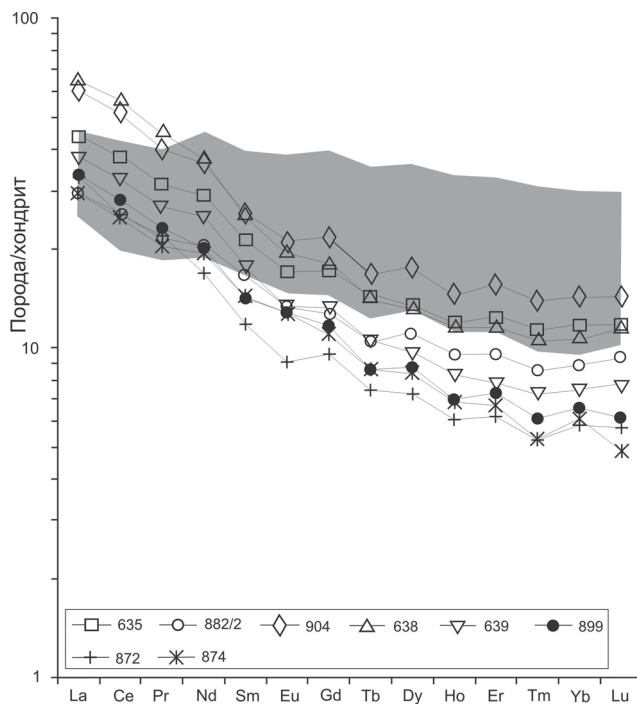
**Рис. 11.** Распределение содержаний РЗЭ в метабазальтах и метапикробазальтах и их туфах квахонской свиты, нормированных по хондриту [39] (использованы данные табл. 3).

На диаграмме поле со светлой заливкой – распределение содержаний РЗЭ метаандезитов (и их туфов) и метадацитов квахонской свиты, поле с темной заливкой – распределение содержаний РЗЭ зеленых сланцев верхней толщи Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки [23].

#### РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАВУЛКАНИТОВ

Геологические данные свидетельствуют, что среди осадочных и вулканогенных комплексов мела Камчатки по составу выделяются терригенные формации с подчиненной ролью вулканогенных пород и осадочно-вулканогенные, в которых вулканический материал играет существенную роль [30]. Среди осадочно-вулканогенных формаций мела различаются кремнисто-базальтовые и туфогенно-порфириновые типы. Базальтоиды кремнисто-базальтовых формаций представлены главным образом афировыми разновидностями, характеризующимися повышенными содержаниями оксида титана и высокими отношениями  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  [30]. Эти геохимические черты сближают рассматриваемые базальтоиды с базальтами современных рифтовых зон и окраинных морей.

В конце раннего и в позднем мелу на краю северо-восточной части Азиатского континента сформировался Охотско-Чукотский окраинно-континентальный вулканический пояс – крупнейшая зона наземно-

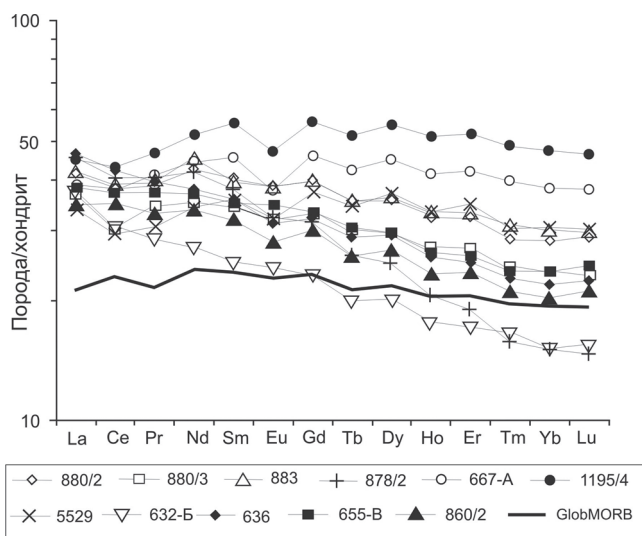


**Рис. 12.** Распределение содержаний РЗЭ в метаандезитах (и их туфах) и метадацитах квахонской свиты, нормированных по хондриту [39] (использованы данные табл. 3).

На диаграмме поле с заливкой – распределение содержаний РЗЭ метабазальтов и метапикробазальтов квахонской свиты.

го вулканизма. Восточнее пояса в меловом эпиконтинентальном окраинном бассейне происходило формирование терригенных отложений лесновской, укэлятской и кихчикской серий, в составе которых преобладали дистальные контуриты и турбидиты, типичные для современных континентальных подножий [30]. Отличительная черта этих образований – значительная мощность, почти полное отсутствие грубозернистого материала, полимиктовый состав обломков песчаников, указывающие, что питающей провинцией этих отложений могла служить относительно удаленная континентальная область [30, 33]. По данным [33], песчаники терригенных толщ Западной Камчатки отвечают кварц-полевошпатовым и полевошпатово-кварцевым грауваккам и содержат широкий спектр обломков, включающих кварц, плагиоклаз, средние и кислые эффузивы и небольшое количество метаморфических пород и гранитоидов.

Фундаментом терригенных образований Западной и Центральной Камчатки предполагается протерозойская сиалическая кора, широко распространенная в континентальном обрамлении и окраинных морях Тихого океана [6, 10, 16]. О возможном присут-

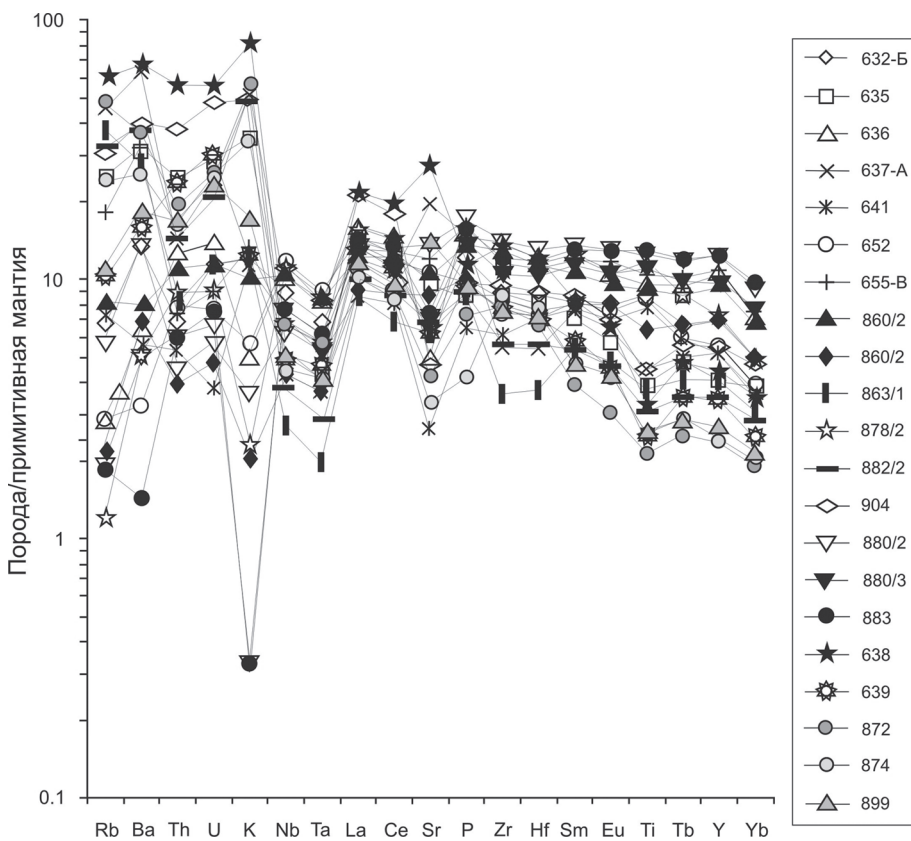


**Рис. 13.** Распределение содержаний РЗЭ в меланократовых метабазальтах квахонской свиты, нормированных по хондриту [39].

Для сравнения нанесены концентрации РЗЭ гранатовых амфиболитов колпаковской серии (обр. 667-А, 1195/4, 5529) и базальта MOR [35].

ствии сиалической коры в фундаменте Срединного хребта свидетельствуют кислые вулканиты хребта Пенсантайн Западной Камчатки [28], лейкократовые кислые метавулканиты нижней толщи Хавывенской возвышенности [23] и кварц-полевошпатовый состав песчаников пикежской свиты Восточной Камчатки. Этот окраинный бассейн с северо-запада был ограничен Азиатским континентом, а с юго-востока – энзиматической вулканической дугой, фрагменты которой сохранились в аккреционных структурах Восточной Камчатки и восточной части Срединного хребта [8, 30].

В пределах обширного морского бассейна, где происходило накопление терригенных отложений, в конце мелового периода одновременно с деятельностью Охотского-Чукотского вулканического пояса возникают отдельные центры вулканизма с трещинными извержениями базальтов, пикритов и подчиненной ролью более кислых вулканитов. Типичными представителями этих вулканических отложений являются метавулканиты квахонской свиты Срединного хребта и пенсантайской толщи хребта Пенсантайн. Возраст метавулканитов пенсантайской толщи по данным датирования цирконов U-Pb SHRIMP методом определен в 90–100 млн лет [1]. Возможно, что формирование метавулканитов квахонской свиты также отвечает этому возрастному интервалу.



**Рис. 14.** Распределение содержаний несовместимых элементов в метавулканитах квахонской свиты, нормированных по примитивной мантии [43].

Использованы данные табл. 3.

Геологические и геохимические данные свидетельствуют, что среди метавулканитов квахонской свиты четко различаются два комплекса. Первый, слагающий в основном нижнюю толщу квахонской свиты, представлен высокожелезистыми и нередко высокотитанистыми афировыми и порфиоровыми метабазальтами и их туфами с подчиненной ролью метаандезитов и метадацитов. Второй комплекс метавулканитов характерен для верхней толщи и состоит преимущественно из метабазальтов и метаандезитов и их туфов, содержащих пластовые тела осадочных пород (алевролитов, песчаников и карбонатных граувакк), а также метадацитов и метариодацитов. Метабазальты квахонской свиты являются высокожелезистыми породами, сходными с толеитовыми базальтами MOR или рифтогенных структур. Однако содержание P3Э, наличие глубокого Nb-Ta-минимума свидетельствуют об островодужной природе этих образований. Метаандезиты и метадациты свиты – типичные породы известково-щелочной серии.

Вулканиты квахонской свиты затронуты интенсивными процессами зеленосланцевого метаморфизма с замещением вкрапленников клинопироксена и минералов основной массы актинолитом, хлоритом, эпидотом, а первичного плагиоклаза – альбитом, хлоритом, мусковитом и эпидотом. Эти метаморфические преобразования происходили при температуре 250–420 °С и давлении около 1 кбар (табл. 2).

В метабазальтах, обогащенных рудными минералами, отмечается развитие по клинопироксену редких тончайших прожилков, обособлений и мельчайших (до 20–30 мкм) выделений Ca-Na и Na амфиболов – винчита, ферровинчита, кроссита, глаукофана и ферроглаукофана, ассоциирующих с количественно преобладающим актинолитом и ферроактинолитом. По нашему мнению, Ca-Na и Na амфиболы в метавулканитах являются метасоматическими образованиями и их формирование обусловлено эффектом отраженной щелочности [13, 14] при миграции флюидов через тела ультраосновных пород, ограничивающих с востока выходы квахонской свиты.

Интенсивный базальтовый вулканизм на дне мелового окраинноморского бассейна на территории Камчатки свидетельствует об активизации под утоненной литосферой аномально прогретой мантии и высокой проницаемости коры с образованием трещинных структур, по которым шел подъем магматических расплавов.

Подъем основного и ультраосновного мантийного материала и его внедрение в основание коры, сложенной терригенными образованиями, обеспечил интенсивное флюидное воздействие и повышение температур в коре, базификацию и магматическое

замещение как древнего сиалического фундамента, так и позднемеловых вулканогенно-терригенных толщ, формирование магматических очагов и внедрение основных, средних и кислых пород в верхние горизонты коры.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метавулканиты квахонской свиты, обнажающиеся в среднем течении р. Квахона на западных склонах Срединно-Камчатского массива, представлены двумя толщами, различающимися по стратиграфическому положению и литологическому составу слагающих пород. В нижней толще, занимающей большую часть выходов свиты, преобладают порфиоровые и афировые клинопироксен-плагиоклазовые метабазальты и их туфы при подчиненной роли метапироксен-базальтов, метаандезитов и их туфов и метадацитов. Последние формируют отдельные тела в северной части квахонской свиты. Верхняя толща сложена метаандезитами, метабазальтами и их туфами, содержит прослойки терригенных пород (алевролитов, карбонатных граувакк) и тела метадацитов.

Породы свиты интенсивно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации с замещением вкрапленников клинопироксена (или их обломков в туфовых разновидностях) актинолитом, хлоритом и эпидотом, а вкрапленников плагиоклаза – альбитом, мусковитом, хлоритом и эпидотом. В метабазальтах, обогащенных рудными минералами, наблюдается развитие по клинопироксену тончайших прожилков и мельчайших зерен (до 20–30 мкм) Ca-Na и Na амфиболов – винчита, ферровинчита, глаукофана и ферроглаукофана. Основная масса пород (или связующая масса туфов) состоит из титанита, магнетита, хлорита, эпидота, стильпномелана и альбита, присутствующих в различных сочетаниях.

Термодинамические параметры метаморфизма пород квахонской свиты отвечают условиям фации зеленых сланцев – температуре 250–420 °С и давлению около 1 кбар. Ca-Na и Na амфиболы в изученных породах образуются при метасоматических процессах, обусловленных повышением активности оксидов щелочей (натрия) при миграции флюидов через ультрабазиты, трассирующие с востока выходы метавулканитов свиты.

Метабазальты свиты принадлежат к высокожелезистым и нередко высокотитанистым образованиям, что сближает их с толеитовыми базальтами MOR или рифтогенными толеитами. Метаандезиты и метадациты сохраняют повышенную железистость и относятся к типичным породам известково-щелочной серии островных дуг или активных континентальных окраин.



Предполагается, что формирование исходных пород квахонской свиты происходило в пределах вулканических центров на дне обширного мелового эпиконтинентального окраинного палеобассейна, в котором отлагались мощные толщи терригенных пород, обломочный материал которых поступал с северо-востока Азиатского континента. Геологические и геохимические данные свидетельствуют о сходстве метавулканитов квахонской свиты с зеленокаменно измененными вулканитами хребта Пенсантайн западных склонов Срединного хребта, возраст которых по данным U-Pb SHRIMP изотопии цирконов датируется 90–100 млн лет. Возможно, что и протолит метавулканитов квахонской свиты был сформирован в этот же возрастной интервал.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Марковский Б.А. и др. Метавулканиты Западной Камчатки: Первые данные U-Pb SHRIMP датирования возраста цирконов // Докл. РАН. 2012. Т. 445, № 5. С. 559–563.
2. Бондаренко Г.Е. Юрско-валанжинский этап в эволюции Камчатки: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 1992. 24 с.
3. Бондаренко Г.Е. Ультраосновные и основные метавулканиды Срединного хребта Камчатки: положение в разрезе и обстановка формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Вып. 3. С. 32–40.
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 картф-ки ВСЕГЕИ, 2006. 376 с.
5. Гречин В.И. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-формационных зон Камчатки // Осадконакопление и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 130–149.
6. 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.
7. Карта полезных ископаемых Камчатской области. 1:500 000 / Ред. А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока, Б.А. Марковский. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
8. Константиновская Е.А. Камчатское позднемеловое окраинное море // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 1. С. 58–73.
9. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Науч. мир, 2003. 224 с.
10. 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., г. Москва. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 175–177.
11. 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.: Науч. мир, 2005. С. 92–120.
12. Магматические горные породы. Основные породы / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1985. 487 с.
13. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 262 с.
14. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
15. Мишкин М.А. О природе метаморфизма пород дна Берингова моря // Докл. АН СССР. 1994. Т. 338, № 4. С. 641–644.
16. Мишкин М.А. Сиалическое корообразование, геохимическая гетерогенность мантии и асимметрия Земли // Докл. РАН. 2012. Т. 447, № 2. С. 195–198.
17. Сидорчук И.А., Ханчук А.И. Мезозойский глаукофан-сланцевый комплекс западного склона Срединного хребта на Камчатке // Геология и геофизика. 1981. № 3. С. 150–155.
18. Сляднев Б.И., Соколов В.А., Марковский Б.А. Барабские конгломераты: особенности строения, состава и проблема происхождения (Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 1. С. 83–88.
19. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
20. Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К., Брендон М.Т. и др. Возраст барабской свиты по данным U/Pb (SHRIMP) датирования (Срединный хребет, Камчатка): геологические следствия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 4. С. 110–117.
21. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 318 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 577).
22. Тарарин И.А. Образование глаукофана при натровом метаморфизме вулканогенных отложений стеновой серии Ганальского хребта Камчатки // Микроэлементы в минералах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 75–81.
23. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Дриль С.И. Геохимия и возраст метаморфических пород Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки // Геохимия. 2007. № 9. С. 962–980.
24. Ханчук А.И. Геология и происхождение Срединнокамчатского кристаллического массива // Тихоокеан. геология. 1983. № 4. С. 45–53.
25. Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 138 с.
26. Ханчук А.И. Тектоника и магматизм палеотрансформных континентальных окраин калифорнийского типа на Востоке Азии // Материалы XXXIII Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 544–547.
27. Чехович В.Д., Сухов А.Н. О позднемеловой Западно-Камчатской островной дуге // Материалы XXXVIII Тектонич. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2005. С. 331–334.
28. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Филатова Н.И. и др. Новые данные о меловых вулканических дугах Северо-Восточной окраины Азии // Докл. РАН. 2006. Т. 407, № 4. С. 512–515.
29. Чехович В.Д. Палеогеографические обстановки и геодинамика Северо-Восточной Тихоокеанской окраины Азии в конце мела - раннем палеогене // Докл. РАН. 2010. Т. 431, № 6. С. 792–796.
30. Шапиро М.Н. Геосинклинальное развитие Камчатки во второй половине мела // Очерки геологического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. С. 54–104.

31. Шапиро М.Н., Маркевич П.С., Гречин В.И., Константиновская Е.А. Мел-палеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 1. С. 36–49.
32. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
33. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т. Источники цирконов в терригенных толщах мела и нижнего палеогена юга Корьякии и Западной Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 4. С. 374–389.
34. 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.
35. Arevalo K., McDonough W.F. Chemical variations and regional diversity observed in MORB // Chem. Geol. 2010. V. 271, N 1–2. P. 70–85.
36. Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics. New York: Springer-Verlag, 1981. 390 p.
37. 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, N 5. P. 333–396.
38. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // Can. Mineral. 1978. V. 16, N 4. P. 501–520.
39. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geol. 1995. V. 120, N 3–4. P. 223–253.
40. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. V. 274, N 4. P. 321–355.
41. Pearce J.A. Basalt geochemistry used to investigate post tectonic environment on Cyprus // Tectonophysics. 1975. V. 25, N 1/2. P. 41–48.
42. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V. 58, N 1. P. 63–81.
43. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / A.D. Saunders, M.J. Norry (eds) // Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. N 42. P. 313–345.
44. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50, N 1. P. 11–30.

*Рекомендована к печати А.В. Колосковым*

***I.A. Tararin, Z.G. Badredinov, V.M. Chubarov***

### **Geology and petrology of metavolcanites of Kvakhonskaya suite of the Sredinnyi Range crystalline massif, Kamchatka**

Metavolcanites of Kvakhonskaya suite exposed on the western slopes of the Sredinnyi Range metamorphic massif are represented by two rock series. The lower series, occupying the most part of the suite exposures, is dominated by porphyric and aphyric clinopyroxene-plagioclase metabasalts and their tuffs with subordinate metapicrobasalts, metaandesites and their tuffs, and metadacites. The latter form isolated bodies in the northern part of the Kvakhonskaya suite. The upper series is composed of metaandesites, metabasalts, and their tuffs and intercalated terrigenous rocks (siltstones, carbonaceous greywackes) and metadacites bodies.

The rocks are intensively metamorphosed under conditions of greenschist facies ( $t = 250^{\circ}$ – $420^{\circ}$ C,  $P_s$  – about 1 kbar) with the replacement of clinopyroxene crystals (or their fragments in tuff varieties) by actinolite, chlorite, and epidote, and plagioclase crystals by albite, muscovite, chlorite, and epidote. The specificity of metamorphic alterations of the Kvakhonskaya suite volcanites is the development of Ca-Na and Na amphiboles (winchite, ferrowinchite, glaucophane, and ferroglaucophane) on clinopyroxene in the form of the thinnest streaks and finest grains (about 20–30 mkm). The groundmass (or cohesive tuff mass) consists of titanite, magnetite, chlorite, epidote, stilpnomelane, and albite, occurring in various combinations.

Basite metavolcanites of the suite belong to high-iron and often high-titanium formations making them similar to tholeiitic basalts of MOR or rifting tholeiites. Metaandesites and metadacites also preserve a higher iron content and belong to typical rocks of calc-alkali series of the island arcs or active continental margins.

Primary rocks of the Kvakhonskaya suite are supposed to have formed within isolated volcanic centres at the bottom of the vast Cretaceous epicontinental marginal basin where thick terrigenous rocks were deposited whose detrital material was supplied from the Northeastern Asian continent. Geological and geochemical data testify to the similarity of the Kvakhonskaya suite metavolcanites and the greenstone altered volcanites of the Pensantain Ridge of Western Kamchatka whose age is 90–100 Ma according to the data of the U-Pb SHRIMP zircon isotopy. The metavolcanite protolith of the Kvakhonskaya suite might have been formed in the same age interval within the Western Kamchatka island arc.

**Keywords:** metavolcanites, Kvakhonskaya suite, Sredinnyi Range metamorphic massif, geochemistry, paleotectonic reconstructions.