

**РАННЕМЕЛОВЫЕ ВУЛКАНИТЫ И РАННЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ЭКСТРУЗИИ  
м. МАРИИ НА п-ове ШМИДТА (СЕВЕРНЫЙ САХАЛИН):  
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ**

***В.П. Симаненко<sup>1</sup>, С.В. Рассказов<sup>2</sup>, Т.А. Ясныгина<sup>2</sup>, А.И. Малиновский<sup>1</sup>,  
А.А. Чащин<sup>1</sup>***

<sup>1</sup>*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

<sup>2</sup>*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

Поступила в редакцию 15 августа 2006 г.

Изучены магматические породы на северо-западном окончании п-ова Шмидта, на севере о. Сахалин. Раннемеловой возраст установлен для вулканитов марийской толщи и раннекайнозойский — для экструзивно-жерловых образований м. Марии. По петрогеохимическим особенностям вся совокупность изученных пород подразделяется на четыре группы. Первые три группы образуют вулканиты марийской толщи, в разрезе которой известково-щелочные породы нижней части сменяются вначале породами с переходными признаками известково-щелочных и толеитовых магм, а в верхней части — толеитами, обедненными некогерентными элементами. Вулканиты марийской толщи относятся к субдукционному геохимическому типу и рассматриваются в качестве фрагмента Монероно-Самаргинской островодужной системы. По данным микроэлементного моделирования, предполагается, что образование этих пород связано с плавлением вначале гранатсодержащего, затем безгранатового, менее глубинного мантийного источника, содержащего амфиболы, пироксены и, возможно, шпинель. Экструзивно-жерловые образования м. Марии совмещают геохимические признаки субдукционных и внутриплитных магматитов и, видимо, формировались в геодинамических условиях трансформной континентальной окраины.

**Ключевые слова:** ранний мел, ранний кайнозой, островные дуги, базальты, андезиты, микроэлементы, о. Сахалин.

В структурах континентального и островного обрамления Японского моря широко развиты раннемеловые вулканические и вулканогенно-осадочные образования, имеющие островодужные геохимические характеристики. Разрозненные фрагменты этих образований в Сихотэ-Алине выступают в эрозионных окнах из-под позднемелового Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и выделялись вначале как Сихотэ-Алинский [7] или Самаргинский островодужный пояс [14, 15], а позднее стали рассматриваться как Кемский островодужный террейн [3]. На островах Монерон, Ребун, Хоккайдо и севере Хонсю раннемеловые вулканические и вулканогенно-осадочные образования известны как Монеронская, Ребун-Кабато-Монеронская [22, 25, 30] или Ошима-Сахалинская [12] островодужные системы. Эти образования прослеживаются и далее на север вдоль западного побережья о. Сахалин вплоть до м. Марии.

Из всех известных фрагментов детально изучен лишь Кемский островодужный террейн [5, 17], осадочные и вулканогенные отложения которого по условиям образования и петролого-геохимическим признакам соответствуют образованиям задуговых бассейнов. С учетом этих данных все раннемеловые образования Япономорского региона были объединены в Монероно-Самаргинскую островодужную систему, в которой различаются все главные элементы, соответствующие современным островным дугам: осевая зона вулканической дуги (вулканоплутонический пояс), задуговой (тыловой) бассейн, аккреционный клин [5].

В настоящей работе приводятся результаты петролого-геохимического исследования вулканических пород одного из возможных фрагментов этой системы, расположенного в северо-западной части п-ова Шмидта на Сахалине [4, 9, 11].

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

П-ов Шмидта занимает крайнее северное окончание о. Сахалин. Здесь выделяются три структурно-формационные зоны, отделенные друг от друга правыми сдвигами: Восточно-Шмидтовская, Елизаветинская и Западно-Шмидтовская [11]. Восточно-Шмидтовская зона имеет линзовидно-чешуйчатую структуру и сложена пластинами оливиновых базальтов с прослоями и тектоническими линзами позднеюрско-раннемеловых радиоляритов, мраморизованных известняков, яшм, кремнистых алевролитов (орлинская свита), блоков и пластин амфиболитов (орлинская свита), прорванных комплексом параллельных даек долеритов, диоритов и плагиогранитов и протрузиями альпинотипных гипербазитов. Вдоль контактов гипербазитов, габброидов и вулканогенно-кремнистых пород развит серпентинитовый меланж с включениями родингитов, амфиболитов и глаукофановых сланцев [8, 11].

Елизаветинская зона соприкасается с Восточно-Шмидтовской по Лонгрийскому разлому. Сложена она верхнемеловыми терригенно-вулканогенными отложениями (турбидитами) и туфогенным флишем и юрско-раннемеловыми или раннемеловыми отложениями спилито-диабазово-яшмовой толщи [11]. Эти отложения смяты в опрокинутые к северо-востоку и лежащие складки и расслоены многочисленными надвигами и зонами полимиктового и серпентинитового меланжа. В западной части зоны в районе м. Елизаветы флишево-турбидитовая толща тектонически перекрыта покровами серпентинитового меланжа с включениями блоков перидотитов, габброидов, родингитов, амфиболитов, глаукофановых сланцев и различных пород спилито-диабазово-сланцевой толщи [8, 11].

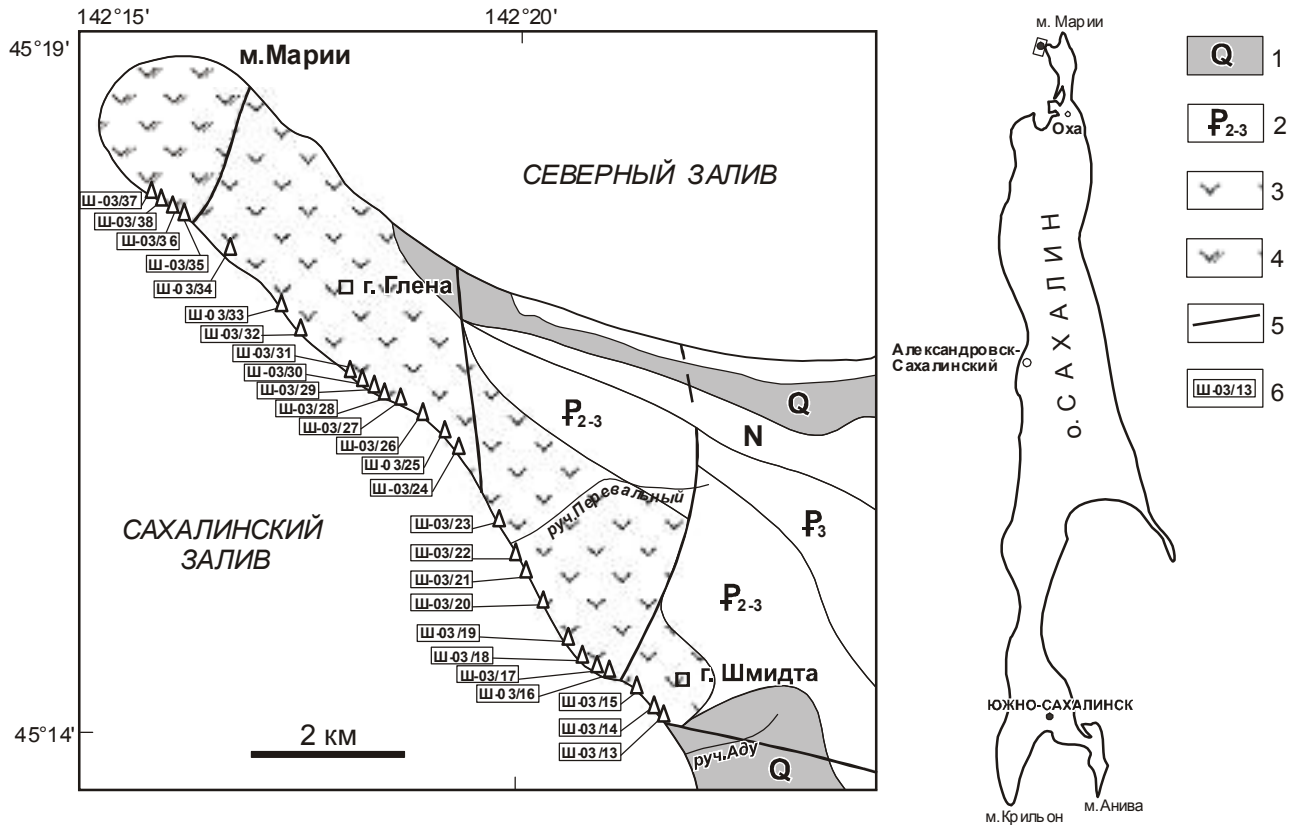
Территория наших исследований относится к Западно-Шмидтовской структурно-формационной зоне. Границей Елизаветинской и Западно-Шмидтовской зон служит субмеридиональный правый сдвиг, скрытый под чехлом смятых в узкие, сильно сжатые складки палеоген-неогеновых отложений [11]. Эта зона сложена осадочными и вулканогенно-осадочными породами мелового и кайнозойского возраста и прорываемыми их палеогеновыми гипабиссальными интрузиями Эспенбергского комплекса. Раннемеловой возраст [4] имеют вулканогенные отложения, развитые на северо-западе п-ова Шмидта на м. Марии, которые ранее рассматривались в качестве поздне-меловой-палеогеновой марийской толщи [11]. Поздне-меловой возраст имеют отложения славянской свиты, представленные прибрежно-морскими терригенными грубозернистыми слабо угленосными по-

родами, развитыми в восточной и южной частях зоны. Среди терригенных пород свиты присутствуют линзы органогенных известняков, прослои среднекислых туфов и туфогенных песчаников. К кайнозой относятся отложения мачигарской (эоцен–олигоцен), тумской (олигоцен), пильской (неоген) свит и четвертичные отложения. Мачигарская свита сложена в основном прибрежно-морскими и континентальными отложениями, а в районе Эспенбергского горного массива – лавовыми потоками андезитов, трахиандезитов, трахитов и трахидацитов, отнесенных к трахиандезитовой формации [13]. Тумская свита сложена песчано-гравийными отложениями, в основании которых залегают конгломераты с галькой подстилающих свиту эффузивов, метаморфических пород, гранитоидов и песчано-алевритовых пород. Отложения пильской свиты представлены тонкозернистыми и кремнистыми образованиями с пластами глауконитовых песчаников и желваковых фосфоритов в основании.

К Эспенбергскому комплексу относится серия гипабиссальных тел в Западном хребте полуострова, ареал распространения которых практически совпадает с территорией выходов вулканических пород мачигарской свиты. Субвулканические тела этого комплекса относятся к эссексит-кринанитовой формации [13]. Из имеющихся К-Аг датировок наиболее достоверные (Рассказов С.В. и др., в печати) ограничивают внедрение тел эспенбергского комплекса временным интервалом 26–25 млн лет назад [4].

Вулканические образования марийской толщи обнажаются на северо-западе Западного хребта п-ова Шмидта и протягиваются на расстояние 9 км от устья р. Аду вдоль побережья Сахалинского залива до м. Марии (рис. 1). М. Марии сложен экструзивно-субвулканическими образованиями жерла палеовулкана диаметром 2 км, отделенными от вулкаников марийской толщи субмеридиональным сбросом. В юго-восточной части выхода в береговых обрывах Сахалинского залива вулканики марийской толщи по разлому надвинуты на кайнозойские отложения, а вдоль северо-восточного контакта с угловым и стратиграфическим несогласием перекрываются мачигарской свитой.

В строении марийской толщи отчетливо различаются две неравнозначные части. Нижняя, более мощная (около 1150 м) часть на юго-востоке Сахалинского залива сложена преимущественно потоками шаровых, подушечных, массивных и миндалекаменных базальтов и андезибазальтов. В центральной части разреза в районе руч. Перевального (точки опробования Шм-03/20 – Шм-03/23 на рис. 1) выходят слабо измененные базальты с крупными вкрап-



**Рис. 1.** Схема опробования вулканических пород марийской толщи и экструзивно-жерловых пород м. Марии на п-ове Шмидта. Составлена на основе карты ГДП-200 [4] с упрощениями.

1 – четвертичные отложения; 2 – свиты с возрастным индексом; 3 – раннемеловые вулканические и вулканогенно-осадочные отложения марийской толщи; 4 – экструзивно-жерловые образования м. Марии; 5 – разломы; 6 – номера и местоположение образцов.

ленниками пироксена и оливина. Мощность потоков базальтов здесь составляет от нескольких десятков до сотни метров. Верхняя, существенно туфовая часть толщи, мощностью 750 м, обнажена на северо-западе залива. Внизу залегает пачка шаровых лав с прослоями туфов, которые сменяются переслаиванием вулканических брекчий, псаммитовых и псефитовых туфов тонкослоистых и массивных, андезитового и базальтового состава, потоками афировых базальтов без шаровой отдельности и гиалокластитов и редкими прослоями кремнистых туфоалевролитов. Из последних выделен комплекс радиолярий – *Acaeniotyle(?) glebulosa* (Foreman); *A. umbilicata* (Rust); *Archaeodictyomitra lacrimula* (Foreman); *A. excellenc* (Tan); *Archaeodictyomitra* sp.; *Holocryptocanium barbui* Dumitrica; *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozynyak); *Pseudodictyomitra* sp.; *Thanarla pulchra* (Squinabol) (определения Н.Ю. Брагина), – на основании которого возраст формирования марийской толщи принимается в интервале от позднего валанжина до альба включительно [4].

Экструзивно-жерловый комплекс м. Марии сложен лавами кварцевых трахитов, трахиандезитов, риодацитов, дациандезитов, дайками и субвулканическими телами андезитов и субщелочных гранитов. Хотя эти образования и рассматриваются в составе единого Марийского вулканоплутонического комплекса, мелкие субвулканические тела, прорывающие отложения туфовой части марийской толщи, охарактеризованы К-Аг датировкой 52 млн лет [4].

**Петрографическая характеристика пород**

В составе марийской толщи преобладают слабо раскристаллизованные афировые базальты. Значительно реже встречаются андезибазальты, андезиты и дациты. Обычно породы слабо порфиоровые, с гиалопилитовой или пилотакситовой основной массой с небольшой примесью разложенного вулканического стекла. Но в интервале между точками опробования Шм-03/20 – Шм-03/24 развиты мегпорфиоровые и меланократовые базальты со стекловатым базисом основной массы. Во вкрапленниках (5–10 об. %, раз-

мером до 7 мм) преобладают пироксены диопсид-авгитового ряда ( $Wo_{38-46,4} En_{40-50,4} Fs_{5,6-15,7}$ ), альбитизированный плагиоклаз. Иногда встречаются оливин и гиперстен. Все вулканические породы марийской толщи разбиты многочисленными трещинами и подверглись интенсивным постмагматическим преобразованиям с развитием хлорита, альбита и карбонатов.

Субвулканические трахибазальты, трахиандезиты и трахидациты м. Марии, опробованные нами, имеют варьирующие соотношения вкрапленников и основной массы. Вкрапленники в них представлены в основном альбитизированными и сосюритизированными плагиоклазами с включениями вулканического стекла вдоль зон роста, что придает им зеленоватую окраску, небольшим количеством авгита ( $Wo_{39-40} En_{43-44} Fs_{16,3}$ ), магнетита и кварца. Основная масса гипокристаллическая, гиалопилитовая, пилотакситовая, с сочетанием участков различного сложения в одном шлифе. Она состоит из микролитов и лейст альбита, альбит-олигоклаза, вулканического стекла, магнетита и апатита.

### ПЕТРОХИМИЯ

Химический состав опробованных нами пород приведен в табл. 1. Кроме того, для петрохимической характеристики вулкаников нами использованы силикатные анализы пород марийской толщи, опробованных по побережью Северного залива, и экструзивно-жерлового тела м. Марии, приведенные в работе [4]. Вулканики марийской толщи по содержанию кремнезема дифференцированы от базальтов до дацитов. Всем им присущи низкие содержания титана ( $TiO_2$  от 0.4 до 1.1 мас. %) и глинозема ( $Al_2O_3$  от 11.2 до 17.7 мас. %). По величине коэффициента глиноземистости ( $al' = Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO) = 0.55-1.5$ ) они относятся к низко- и умеренноглиноземистому типу. На диаграмме щелочи-кремнезем породы толщи располагаются в полях серий умеренной и нормальной щелочности (рис. 2, А). Умеренно щелочной состав имеют породы в основном нижней и средней части разреза толщи. Нормальной щелочностью характеризуются породы верхней части разреза. Для всех пород марийской толщи характерно повышенное содержание оксида натрия ( $Na_2O = 2.7-6.7$  мас. %), видимо, связанное с наложенной альбитизацией, особенно интенсивно развитой в нижнем пакете. По величине отношения  $K_2O/Na_2O$  (ниже 0.65) породы принадлежат калинагровой, а часть из них – нагровой серии.

Для вулкаников нижней части разреза в интервале точек опробования Шм-03/13–Шм-03/20 характерны низкие содержания магния (0.8–3.7 мас.%

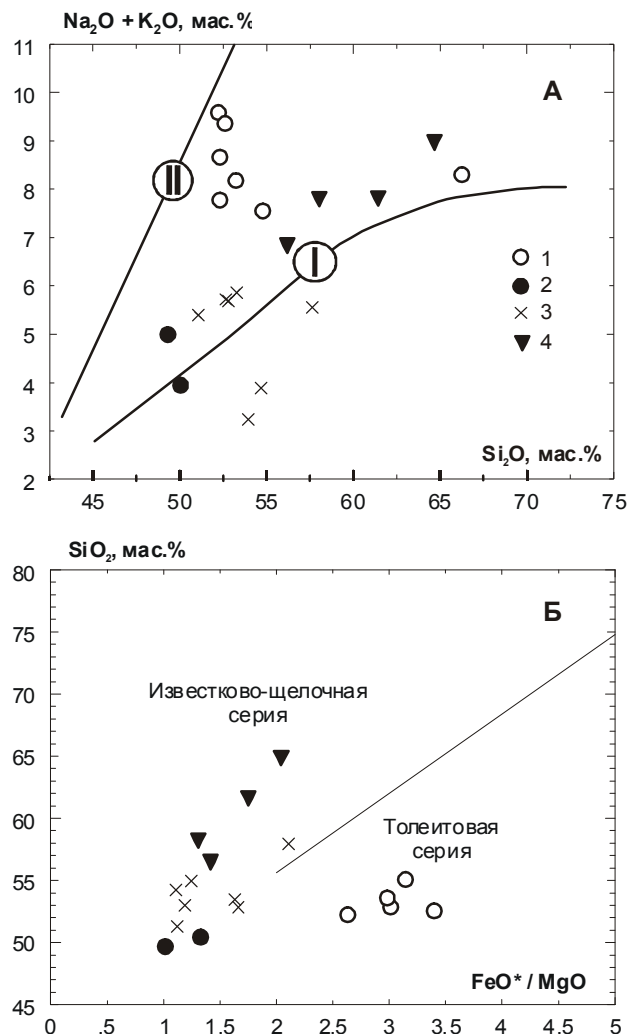


Рис. 2. Положение вулканических пород марийской толщи и экструзивно-жерловых пород м. Марии на диаграммах  $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$  (А) и  $FeO^*/MgO-SiO_2$  (Б).

Здесь и далее на диаграммах: 1–3 – вулканики марийской толщи: 1 – известково-щелочной серии (первая группа, 2 – вулканики второй (переходной) группы, 3 – толейты (третья группа); 4 – вулканики экструзивно-жерловой фации (четвертая группа). Разделительные линии: I – между сериями нормальной и умеренной щелочности, II – между сериями умеренной и высокой щелочности.

$MgO$ ) и низкая величина коэффициента магниальности ( $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$  (а.к., при  $Fe^{3+} = 0.15Fe$ ) = 29–44.6%), а также повышенные содержания оксида калия ( $K_2O = 1.8-3.3$  мас. %). На диаграмме  $SiO_2-FeO^*/MgO$  (рис. 2, Б) они располагаются в поле толейтовой серии за счет высокой величины  $FeO^*/MgO$  отношения (2.6–7). На диаграмме  $K_2O-SiO_2$  [27] эти породы попадают в поля высококалиевой известково-щелочной и шощонитовой серий. В породах этой

Таблица 1. Химический состав (оксиды в % мас., микроэлементы в мкг/г) вулканических пород марийской толщи и экструзивно-жерловых образований м. Марии на п-ове Шмидта (северный Сахалин).

Компо- ненты	ШМ-03/13	ШМ-03/14	ШМ-03/16	ШМ-03/17	ШМ-03/18	ШМ-03/19	ШМ-03/20	ШМ-03/21	ШМ-03/22	ШМ-03/23
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	65.18	52.8	48.06	47.04	49.02	53.57	49.91	46.49	48.19	51.53
TiO <sub>2</sub>	0.64	0.81	0.76	0.80	0.691	0.69	0.73	0.58	0.58	0.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.01	17.16	16.79	16.46	17.76	14.81	15.93	11.2	13.77	15.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.07	4.33	4.98	3.7	5.48	7.62	7.35	7.93	7.02	4.89
FeO	1.69	4.88	4.74	6.00	3.77	2.88	2.97	2.70	3.81	3.68
MnO	0.05	0.23	0.23	0.26	0.20	0.26	0.21	0.20	0.22	0.14
MgO	0.89	2.79	3.06	1.28	2.56	3.26	3.68	9.67	7.60	6.49
CaO	3.37	5.61	3.79	6.22	5.09	8.91	6.76	10.43	11.08	8.16
Na <sub>2</sub> O	5.23	5.17	6.75	5.02	5.68	5.03	5.03	3.17	2.44	3.22
K <sub>2</sub> O	2.94	2.11	1.80	2.76	3.31	3.19	2.38	1.54	1.36	0.45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.46	0.33	0.34	0.27	0.42	0.44	0.35	0.25	0.16
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.16	0.31	0.83	0.41	0.34	0.30	0.30	0.77	1.46	2.05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.43	3.08	7.61	9.54	5/85	8.74	3.91	4.64	1.71	3.21
Сумма	99.86	99.74	99.73	99.78	99.89	99.68	99.60	99.67	99.49	99.5
Sc	17.1	25	27.7	22	24.4	22.5	28.3	45.4	44.7	51.3
Rb	75.8	24.05	41.6	61.7	61.8	99.3	37.8	20.05	24.9	5.9
Sr	418	690	145	158	344	311	481	519	1159	222
Y	35	31.4	27.5	23.6	22.7	20.8	24.7	17.1	17.6	15.4
Zr	151	70.4	69.2	50.6	52	50.6	56.6	39.8	56.3	27.4
Nb	6.72	3.42	3.36	2.72	2.72	2.63	2.83	1.89	2.15	1.02
Cs	0.33	0.23	41.3	39.3	31.8	3.3	4.28	2.05	0.19	0.22
Ba	604	843	353	618	628	545	591	334	552	180
La	24.93	25.5	23.5	22.3	19.2	17.87	19.8	12.6	11.4	4.5
Ce	55.1	44.7	45.5	40.3	34.72	32.27	36.63	24.54	21.61	9.4
Pr	6.59	6.11	5.49	5.09	4.42	4.31	4.74	3.40	2.84	1.23
Nd	27.17	26.30	25.29	22.63	17.16	19.67	21.67	15.52	13.36	6.22
Sm	6.14	6.00	5.82	4.69	4.04	4.47	4.88	4.08	3.06	1.98
Eu	1.2	1.91	1.72	1.63	1.53	1.72	1.65	1.24	1.13	0.63
Gd	5.61	5.90	5.65	5.26	4.21	4.56	5.13	3.79	3.19	1.85
Tb	1.04	0.93	0.87	0.66	0.59	0.55	0.62	0.48	0.42	0.38
Dy	5.66	4.94	5.05	4.04	3.66	3.55	3.82	2.85	2.78	2.19
Ho	1.35	1.01	0.99	0.87	0.77	0.75	0.88	0.47	0.56	0.55
Er	3.48	3.05	2.85	2.50	2.08	2.09	2.39	1.46	1.74	1.70
Tm	1.10	0.51	0.8	0.4	0.4	0.32	0.4	0.25	0.24	0.6
Yb	3.58	2.75	2.60	2.26	2.06	1.81	2.12	1.53	1.55	1.69
Lu	0.5	0.38	0.36	0.31	0.33	0.27	0.32	0.24	0.25	0.23
Hf	4.12	2.20	2.03	1.65	1.54	1.52	1.63	1.18	1.68	0.86
Ta	0.35	0.20	0.17	0.14	0.16	0.14	0.16	0.13	0.14	0.05
Pb	5.6	9.9	7.3	8.3	7.0	7.3	6.4	4.6	4.0	0.5
Th	4.55	3.81	3.84	3.38	3.09	2.38	2.98	1.69	1.53	0.45
U	1.65	1.51	1.37	1.29	1.12	0.70	1.26	0.65	0.77	0.34
Cr	21.3	2.37	6.0	4.2	9.7	11.1	20.3	531	297	194
Co	11	27	28	21	24.6	32	32	52	45	33
Ni	6.1	3.3	2.9	3.9	7.2	9	10	127	62	130
V	84	300	235	284	262	260	334	279	311	262

Примечание. Оксиды определены классическим методом “мокрой” химии в аналитической лаборатории ДВГИ ДВО РАН. Концентрации микроэлементов определены в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН по методикам, приведенным в работах [9, 19]. 1–16 – вулканические породы марийской толщи: 1–7 – известково-щелочной серии (1 группа), 8–9 – переходные (2 группа), 10–16 – толеиты (3 группа); 17–20 – вулканыты экструзивно-жерловой фации (4 группа).

Таблица 1. (Окончание).

Компо- ненты	ШМ-03/24	ШМ-03/25	ШМ-03/26	ШМ-03/27	ШМ-03/28	ШМ-03/31	ШМ-03/34	ШМ-03/36	ШМ-03/38	ШМ-03/37
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	55.86	51.06	50.65	48.34	51.42	50.59	63.78	60.37	54.59	56.42
TiO <sub>2</sub>	0.43	0.54	0.57	0.64	0.46	0.73	0.58	0.53	0.58	0.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.85	17.41	16.89	16.00	13.23	16.48	15.45	15.19	13.48	15.52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.01	4.19	4.04	4.53	5.31	4.47	4.06	3.86	5.27	4.47
FeO	2.22	5.27	4.78	4.99	3.64	6.871	1.58	2.27	3.49	3.25
MnO	0.12	0.19	0.16	0.23	0.19	0.18	0.11	0.10	0.16	0.15
MgO	3.19	5.57	7.14	8.10	7.55	6.53	2.56	3.27	5.79	5.55
CaO	9.80	5.89	6.13	6.62	10.38	4.64	1.41	4.69	6.80	3.53
Na <sub>2</sub> O	5.33	4.87	5.00	4.45	2.68	5.20	4.51	4.56	3.73	4.22
K <sub>2</sub> O	0.06	0.75	0.46	0.66	0.40	0.29	4.36	3.13	2.94	3.39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.11	0.11	0.12	0.08	0.13	0.21	0.24	0.29	0.21
H <sub>2</sub> O	0.23	0.54	0.34	0.63	1.12	0.42	0.15	0.13	0.22	0.25
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.536	3.13	3.30	4.45	3.11	3.22	1.09	1.24	2.12	1.97
Сумма	99.70	99.50	99.57	99.81	99.57	99.59	99.85	99.58	99.46	99.53
Sc	35.2	38	40	56.3	52	47.1	15.7	20.4	35.5	29.2
Rb	103	190	142	13.2	9.2	4.1	83.2	35.2	60.2	56.4
Sr	157	254	299	366	244	541	95	176	223	259
Y	12.0	14.2	17.2	16.6	14.7	19.7	31.2	19.2	23.5	22.9
Zr	27.8	20.3	31.7	40.6	29.3	37.6	142	82	115	127
Nb	1.07	0.86	1.12	1.54	1.07	1.42	5.95	5.05	5.39	6.85
Cs	0.23	0.27	0.27	2.21	0.15	0.39	0.14	0.7	1.1	0.55
Ba	43	190	276	186	134	81	965	719	735	761
La	2.63	1.24	2.50	2.9	2.42	2.42	21.65	16	18.58	19.92
Ce	6.2	4.1	6.5	8.1	6.3	7.27	47.2	29.95	38.4	41.2
Pr	0.89	0.65	0.95	1.23	0.86	1.04	5.9	3.74	4.73	5.03
Nd	4.37	3.75	5.21	6.68	5.14	5.37	25.85	16.81	20.52	11.67
Sm	1.41	1.33	1.91	1.9	1.68	2.28	5.88	3.82	4.52	5.08
Eu	0.53	0.52	0.75	0.72	0.52	0.71	1.57	1.07	1.51	1.44
Gd	1.65	1.81	2.08	2.32	1.91	2.61	5.07	3.42	4.28	4.44
Tb	0.25	0.29	0.36	0.42	0.39	0.41	0.87	0.51	0.74	0.64
Dy	1.92	2.07	2.30	2.55	2.44	2.60	4.99	2.91	4.14	3.925
Ho	0.51	0.49	0.56	0.61	0.58	0.66	1.09	0.65	0.80	0.79
Er	1.34	1.32	1.62	1.83	1.66	1.75	3.33	1.99	2.63	2.61
Tm	0.4	0.25	0.27	0.5	0.5	0.3	1.1	0.28	0.7	0.7
Yb	1.38	1.35	1.48	1.93	1.79	1.86	3.46	1.78	2.59	2.60
Lu	0.19	0.25	0.23	0.27	0.26	0.25	0.46	0.28	0.39	0.36
Hf	0.68	0.93	0.96	1.11	0.94	1.15	4.0	2.73	2.87	3.27
Ta	0.06	0.06	0.13	0.12	0.06	0.14	0.33	0.26	0.29	0.31
Pb	0.5	1.0	1.3	-	-	0.86	26	5.19	5.2	2.4
Th	0.28	0.21	0.55	0.41	0.24	0.51	4.1	3.31	3.34	4.35
U	0.17	0.19	0.22	0.24	0.24	0.2	1.87	1.37	1.32	1.53
Cr	69.9	36.9	121	238	392	31	15.7	117	178	151
Co	28	31	35	40	47	40	12	17	29	30
Ni	25	20	54	54	134	20	3	25	29	36
V	230	297	285	244	245	371	75	188	206	194

части разреза рассчитываются нормативные нефелин и оливин и, редко, нормативный гиперстен.

Два образца (ШМ-03/21, ШМ-03/22) относятся к породам второй (переходной) группы. Это базальты с низкими содержаниями глинозема ( $Al_2O_3 = 11.2-13.7$  мас. %,  $al' = 0.55-0.74$ ) и высокими – магния ( $MgO = 7.6-9.7$  мас. %,  $Mg\# 61-67$ ) и кальция (10–11 мас. %), а также умеренными содержаниями оксидов натрия (2.4–3.2 мас. %) и калия (1.3–1.5 мас. %). По соотношению оксидов калия и кремнезема они относятся к высококалийевой известково-щелочной серии.

Выше по разрезу, в интервале точек опробования ШМ-03/23–ШМ-03/31, преобладают более меланократовые породы с содержаниями  $MgO$  от 5.5 до 10 мас. % и коэффициентом магнезиальности  $Mg\#$  от 56 до 67 %. Породам этой части разреза вулканической толщи свойственны низкие содержания калия ( $K_2O$  менее 0.7 мас. %). Низкие величины  $K_2O / Na_2O$  отношений ( $< 0.15$ ) определяют принадлежность этих пород к натровой серии. На диаграмме  $K_2O-SiO_2$  составы пород этой группы располагаются в полях умереннокалийевой известково-щелочной и низкокалийевой (толеитовой) серий.

На диаграмме АФМ фигуративные точки составов вулканических марийской толщи располагаются преимущественно в области известково-щелочных пород, проявляя при этом отчетливый феннеровский тип дифференциации (рис. 3).

Экструзивно-жерловые породы мыса Марии по содержанию кремнезема дифференцированы от базальтов до дацитов. Среди них резко преобладают породы дацитового и андезитового состава. Все они имеют низкие содержания  $TiO_2$  (0.4–0.9 мас. %), но в сравнении с вулканическими марийской толщи обладают более высокой глиноземистостью ( $al' = 0.9-2.0$ ) и относятся к высокоглиноземистому типу. Содержания натрия в них ниже, а калия значительно выше, чем в породах марийской толщи. По величине  $K_2O/Na_2O$  отношения (0.5–1.5) они относятся к калиевой и калинагровой сериям. По соотношению  $FeO^*/MgO-SiO_2$  и  $FeO^*/MgO-FeO^*$  их составы отвечают известково-щелочным магмам. На диаграмме сумма щелочей–кремнезем точки составов субвулканических пород располагаются в поле субщелочных пород и соответствуют трахидацитам, трахиандезитам и трахиандезибазальтам. По содержанию  $K_2O$  эти породы относятся к высококалийевой известково-щелочной серии. Петрохимическая индивидуальность пород экструзивно-жерлового комплекса проявлена на диаграмме АФМ, где они располагаются в поле известково-щелочной серии ниже поля составов вулканических марийской толщи, образуя узкий рой точек с трендом увеличения суммы щелочей при пропорциональном снижении  $FeO^*$  и  $MgO$  (рис. 3).

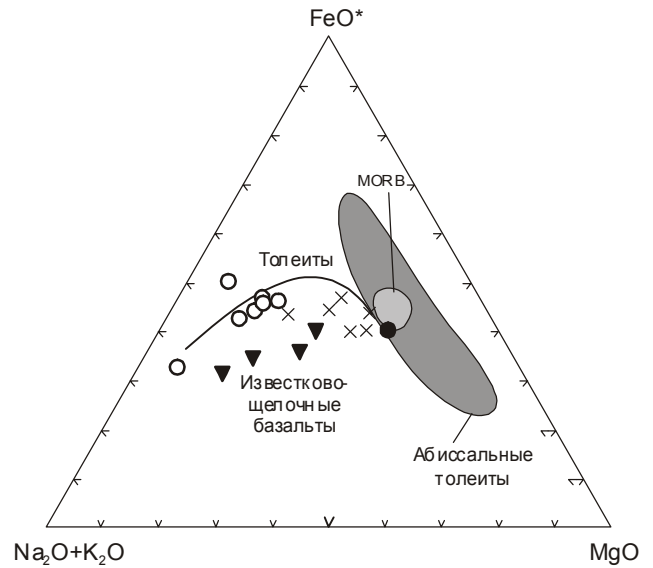


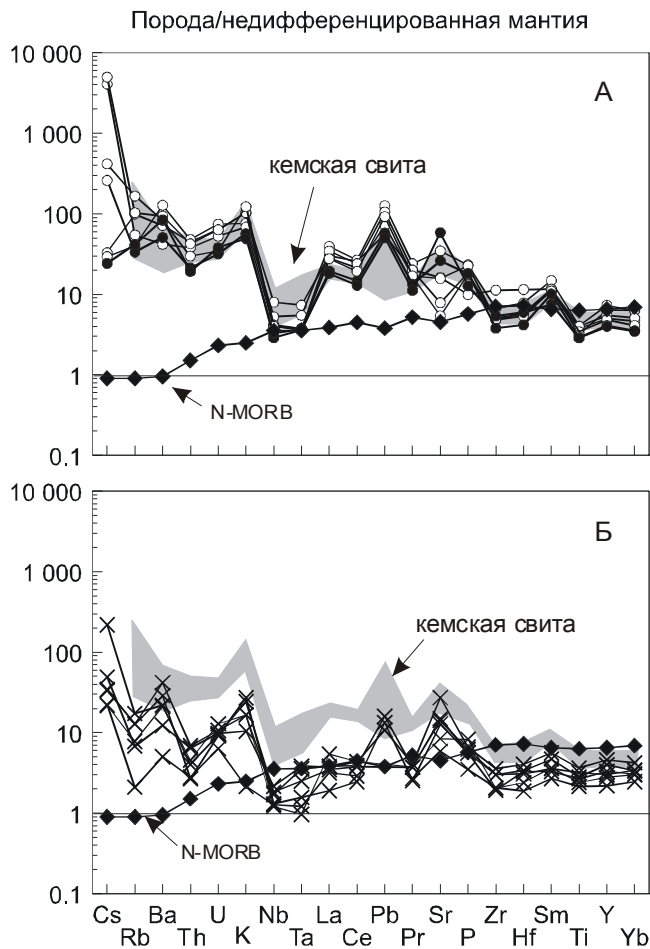
Рис. 3. Диаграмма АФМ для магматических пород м. Марии.

Условные знаки точек составов см. рис. 2. Тренд А – линия раздела пород толеитовой и известково-щелочной серий.

### Микроэлементы

По содержанию и поведению микроэлементов вся совокупность опробованных пород марийской толщи и экструзивно-жерловых образований подразделяется на четыре группы. Первую группу образуют вулканыты нижней части разреза марийской толщи (в интервале точек опробования ШМ-03/13–ШМ-03/20) с ярко выраженными признаками известково-щелочных магм. Вторую группу образуют породы промежуточной части разреза толщи (в интервале точек опробования ШМ-03/21–ШМ-03/22) с признаками известково-щелочных и толеитовых магм. В третью группу (в интервале точек опробования ШМ-03/23–ШМ-03/31) выделяются вулканыты верхней части разреза толщи с выраженными признаками толеитовых магм. Четвертую группу образуют породы экструзивно-жерловой фации (интервал точек опробования ШМ-03/34–ШМ-03/37).

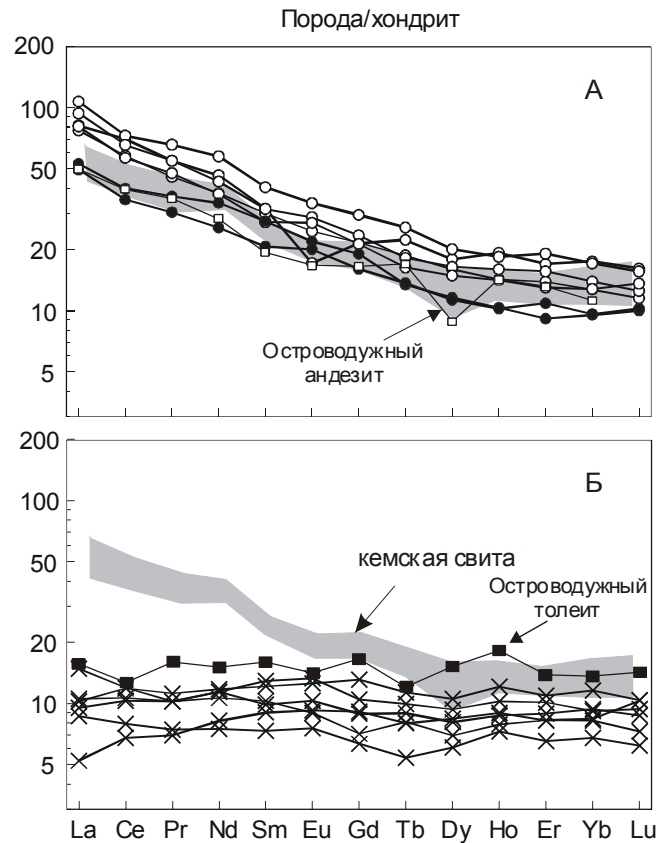
Вулканыты первой группы обладают низкими содержаниями когерентных элементов ( $Ni - 6-10$ ,  $Co - 11-32$ ,  $Cr - 4-20$ ,  $V - 84-330$  мкг/г) и низкими величинами  $Ni/Co$  отношения (0.1–0.6). По сравнению с породами второй и третьей групп они значительно богаче крупноионными литофильными ( $Cs - 0.33-4.2$ ,  $Rb - 37-75$ ,  $Ba - 350-620$ ,  $Sr - 157-190$  мкг/г), высокозарядными и редкоземельными элементами, что отчетливо демонстрируют диаграммы нормированных к примитивной мантии (рис. 4) и хондриту (рис. 5) элементов. В известково-щелочных вулкани-



**Рис. 4.** Спектры распределения содержаний несовместимых элементов в породах марийской толщи, нормированных к примитивной мантии [28].

А – базальты первой и второй, Б – третьей группы. Поле составов вулканитов кемской свиты – по [17]. Условные знаки см. на рис. 2.

тах отчетливо проявлена дифференцированность микроэлементов по разрезу с незначительным увеличением концентраций Ni, Co, Cr, Sc и уменьшением концентраций высокочargedных и редкоземельных элементов. С увеличением магнезиальности пород этой группы концентрации Ni, Cr и Ba остаются практически на одном уровне, концентрации V, Co, Sr слабо возрастают, а La, Nb, Ta, Th, Zr, Rb уменьшаются, хотя эта закономерность проявлена не отчетливо из-за значительного разброса точек. В отличие от других когерентных элементов концентрация Sr в этих вулканитах коррелируется со щелочностью. Степень обогащения легкими лантаноидами относительно тяжелых умеренная. Отношение  $(La/Yb)_n$  варьирует от 4.7 в дацитах до 6.7 в базальтах. Отношение  $(La/Sm)_n$  и  $(Sm/Yb)_n$  находится в узком интервале значений (2.49–2.97 и 2.1–2.5, соответственно).



**Рис. 5.** Спектры распределения содержаний редкоземельных элементов в породах марийской толщи, нормированных к хондриту C1 [28].

А – базальты первой и второй, Б – третьей группы. Условные знаки см. на рис. 2.

Низкие значения имеет и отношение Zr/Y (2.1–4.3). Величина Ce/Y, отражающая соотношение между цериевой и иттриевой группами редкоземельных элементов (РЗЭ), находится в пределах 1.42–1.7. На многоэлементном графике (рис. 4) видны повышенные отношения крупноионных литофильных элементов (ВЗЭ – Nb, Ta, Ti, Zr, Hf). Резко выражены максимумы Rb, K, Pb и Sr и минимумы Th, Nb–Ta, Zr и Ti.

В породах второй группы концентрации когерентных элементов много выше, чем в породах первой группы (табл. 1). Обращают на себя внимание особенно высокие содержания MgO (7.6–9.7 мас. %) и Cr (290–530 мкг/г). Ni/Co отношение увеличивается до 1.3–2.5. При сохранении всех величин межэлементных отношений, содержания всех некогерентных элементов в этих базальтах ниже, чем в породах первой группы. Нормированные микроэлементные спектры пород первой и второй групп отлича-



ются лишь содержанием относительно подвижных в водном флюиде литофильных элементов (Cs, Rb, Th, U, K) и Sr. На графиках (рис. 4 и 5) точки вулканытов второй группы располагаются в нижней части поля вулканытов первой группы, полностью повторяя его конфигурацию, а по уровню концентраций вулканыты близки среднему типу андезитов островных дуг [1]. В переходных и известково-щелочных базальтах увеличение содержаний Yb, при слабо изменяющемся La/Yb, сопровождается уменьшением магнезиальности и снижением содержаний когерентных элементов. Этот тренд является следствием либо кристаллизационной дифференциации (появление дацитов), либо вторичных изменений.

Несмотря на значительные вариации, содержания когерентных элементов в породах третьей группы в целом являются высокими. Отношение Ni/Co в них возрастает до 4. На графиках распределения элементов относительно MgO породы этой группы образуют обособленные поля, в пределах которых для большинства элементов не устанавливается значимых корреляций. Среди пород марийской толщи эти вулканыты обладают более низкими Zr/Y (1.3–2.3) и Ce/Y (0.29–0.61) отношениями. Они характеризуются низкими абсолютными концентрациями ЭКИР и ВЗЭ элементов. В сравнении с базальтами N-MORB содержания ЭКИР элементов в них значительно выше, при одинаковом уровне ВЗЭ. На графике (рис. 4) сохраняются максимумы и минимумы, свойственные породам первой и второй групп. Эти вулканыты характеризуются низкими абсолютными концентрациями РЗЭ на уровне 7–11 хондритовых норм (рис. 5). В них наблюдается близкий к хондритовому рисунок распределения РЗЭ, со слабым обогащением или обеднением легкими лантаноидами ( $(La/Yb)_n = 0.65–1.8$ ,  $(La/Sm)_n = 0.58–1.52$ ,  $(Sm/Yb)_n = 1.0–1.3$ ). По элементному составу они близки островодужным толеитам.

Экструзивно-жерловые вулканыты четвертой группы по уровню содержаний и характеру поведения микроэлементов во многом подобны известково-щелочным породам первой группы. Но при более высоком содержании кремнезема, они обладают большей глиноземистостью, магнезиальностью и высоким содержанием хрома (до 180 мкг/г). Отношение Ni/Co в них выше единицы. На графиках соотношений микроэлементов (Rb, Sr, Zr, V, Cr, Ni, Co, Sc) с MgO они обычно располагаются между полями вулканытов первой и третьей групп марийской толщи, образуя самостоятельные тренды, в которых увеличение MgO сопровождается увели-

чением когерентных элементов. Отношения Zr/Y (4.3–5.6), Ce/Y (1.5–1.8), Ce/Pb (5–18) в них выше, чем во всех типах пород марийской толщи. Кроме того, они имеют более высокие концентрации (в мкг/г) Zr (82–142), Nb (5–6.9), Ta (0.26–0.33). На графиках нормированных к примитивной мантии распределений элементов (рис. 6) наряду с отчетливыми максимумами по Ba, K и Pb и минимумами по Nb и Ta в них, в отличие от известково-щелочных вулканытов марийской толщи, намечается слабый минимум по Sr и отсутствуют минимумы по Zr и Hf. По сравнению со средним типом островодужного андезита [1] они значительно богаче РЗЭ (рис. 7).

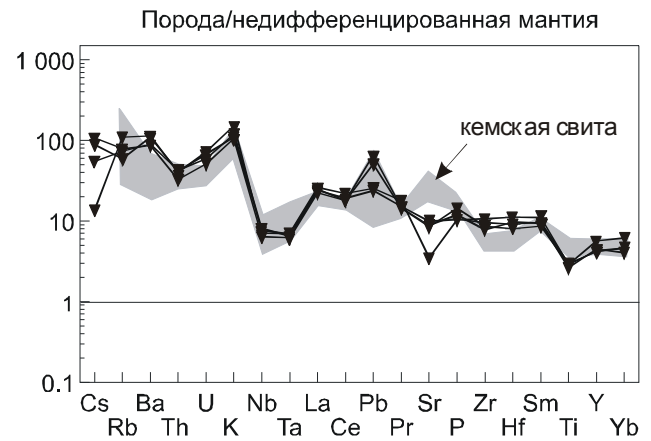


Рис. 6. Спектры распределения несовместимых элементов в экструзивно-жерловых трахиандезитах м. Марии, нормированных к примитивной мантии [28].

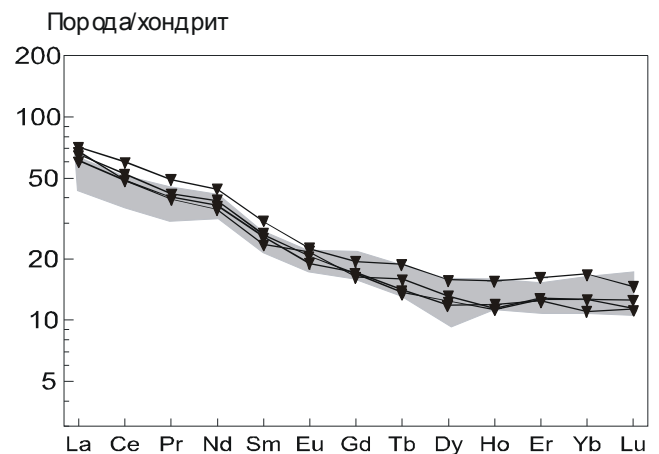


Рис. 7. Спектры распределения редкоземельных элементов в экструзивно-жерловых трахиандезитах м. Марии.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

## Геодинамическая интерпретация

Геохимические особенности свидетельствуют о принадлежности трех групп пород марийской толщи к островодужным вулканитам. Так, характерные черты островодужных обстановок, в частности обогащенность элементами с крупными ионными радиусами (ЭКИР – Rb, Ba, K, Th, Sr, La, Ce, а также Eu, Pb) с относительным обеднением ВЗЭ, в породах первой и второй групп демонстрирует диаграмма рис. 4. На этой же диаграмме составы известково-щелочных вулканитов марийской толщи не выходят из поля составов вулканитов Кемского террейна Монероно-Самаргинской островодужной системы [17]. В элементных спектрах пород присутствуют минимумы Nb и Ta и максимумы K и Sr, что свойственно породам с надсубдукционным компонентом. На процессы гидротермального обогащения зоны надсубдукционного магмообразования указывает высокий максимум свинца. Спектры распределения элементов в толеитовых базальтах третьей группы марийской толщи также типичны для островодужных толеитов [1, 2, 35]. На это же указывает и ряд межэлементных отношений (высокие  $K/Y > 300$ ,  $K/Nb > 900$ , и др., и низкие  $Zr/Nb$ ,  $Ce/Pb$ ,  $Nb/La$  и др.). Обладая низкими  $Nb/La$  отношениями все вулканиты марийской толщи на диаграмме  $Nb/La - Ba/La$  не выходят из поля орогенных андезитов. На диаграммах  $Ni-Co$  [6],  $V-Ti$  [31],  $Th-Hf-Ta$  [36],  $Zr-Nb-Y$  [29],  $Zr-Ti-Sr$  [31],  $Th/Yb-Ta/Yb$  [35] и др. фигурагивные точки вулканитов марийской толщи располагаются внутри полей базальтов островных дуг и активных континентальных окраин. Следовательно, можно уверенно говорить об образовании изученного вулканического комплекса в надсубдукционной геодинамической обстановке. Однако на всех диаграммах породы третьей группы образуют обособленные от пород первой и второй групп поля. Это, например, хорошо видно на диаграмме  $Th/Yb-Ta/Yb$  (рис. 8), на которой породы толеитовой группы располагаются в нижней части поля островных дуг, а известково-щелочной и переходной групп, обладая более высокими отношениями  $Th/Yb$  и  $Ta/Yb$ , смещаются к области базальтов активных континентальных окраин. Видимо, нахождение в одном разрезе марийской толщи базальтов с разными геохимическими признаками связано с геохимической неоднородностью источника магматических расплавов и условиями выплавления магм.

Экструзивно-жерловые образования четвертой группы на большинстве перечисленных выше диаграмм располагаются в области развития островодуж-

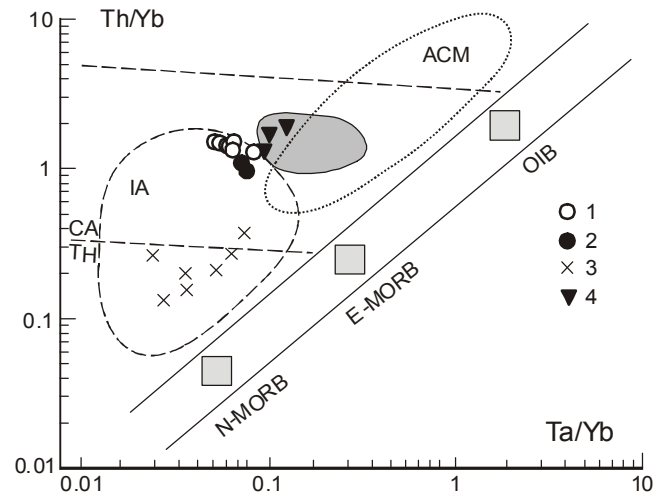


Рис. 8. Положение составов пород мыса Марии на диаграмме  $Th/Yb-Ta/Yb$ .

Поля базальтов: ACM – активных континентальных окраин, IA – островных дуг. Затенено поле базальтов Кемского островодужного террейна Сихотэ-Алиня [17]. CA – базальты известково-щелочной, TH – толеитовой серий. Условные знаки см. на рис. 2.

ных магм и обычно перекрывают поля вулканитов первой и второй групп марийской толщи. Но на диаграмме  $Zr-Nb-Y$  [29] они тяготеют к полю внутриплитных толеитов и базальтов океанических дуг. Отсутствие Sr максимума и  $Zr-Hf$  минимума на многоэлементном графике (рис. 6) также характерно для внутриплитных геодинамических обстановок. Таким образом, повышенно-магнезиальные и хромистые экструзивно-жерловые андезиты и андезибазальты совмещают геохимические признаки островодужных и внутриплитных магм, что характерно для магматизма трансформных континентальных окраин [16].

## Мантийные источники

В разрезе марийской толщи наблюдается смена известково-щелочных андезитов и базальтов толеитовыми базальтами с уменьшением концентраций некогерентных элементов и значительным деплетированием РЗЭ вверх по разрезу, при сохранении локальных максимумов и минимумов на многоэлементных графиках нормирования. Подобная картина, видимо, свидетельствует как об изменении условий генерации магм, так и о смене магмообразующих субстратов. Формирование магм известково-щелочной части разреза, видимо, происходило над зоной субдукции при плавлении вещества мантийного клина, обогащенного метасоматическими флюидами, или при ассимиляции базальтовых магм материалом сиалической коры или глубоководных океанических

осадков, как это предполагается для островных дуг в существующих петрогенетических моделях [2]. Это обусловило при низких степенях плавления в начальных выплавках, исходных для пород первой группы, высокие концентрации некогерентных элементов. Происхождение вулканитов второй группы, совмещающих признаки толеитовых и известково-щелочных магм, в которых отчетливо проявлено снижение концентраций некогерентных элементов, увеличение когерентных элементов, при сохранении величин показательных межэлементных отношений, видимо, можно объяснить вовлечением в процесс плавления более истощенного мантийного субстрата. Спектры распределения третьей группы пород отвечают фракционированным низкокальциевым толеитам островных дуг. Область генерации этих магм, вероятно, располагалась в пределах сильно истощенного источника субокеанической литосферы, гидратированного и избирательно обогащенного над зоной субдукции.

Экструзивно-жерловые фации с двойственными геохимическими характеристиками островодужных и внутриплитных магм, видимо, формировались из субстратов, близких к таковым пород первой и второй групп марийской толщи, но при подтоке неистощенного мантийного вещества из подсубдукционной мантии в надсубдукционную зону.

Характер геохимической неоднородности мантийных источников обычно выявляется с помощью

диаграмм  $(Ce/Yb)_n - (Yb)_n$  [20] или  $(La/Yb)_n - Yb_n$ . Субгоризонтальное расположение точек составов базальтов на этих диаграммах достигается при частичном плавлении мантийных субстратов или кристаллизационной дифференциации расплавов без участия граната. Контроль состава расплава реститовым гранатом отражается в резком увеличении  $(Ce/Yb)_n$  или  $(La/Yb)_n$ . С уменьшением количества граната выплавка обогащается иттербием. Корректная интерпретация таких диаграмм возможна только при близком соответствии составов пород первичным выплавкам из мантийного источника. Ассимиляция и кристаллизационная дифференциация могут приводить как к увеличению, так и к уменьшению содержания иттербия, при этом  $La/Yb$  и  $Ce/Yb$  могут и увеличиться и оставаться почти неизменными. При вторичных изменениях, вероятно, также возможна искаженная картина.

Мы провели моделирование частичного плавления по уравнениям [33] для наиболее магнезиальных и наименее измененных образцов базальтов второй и третьей групп (Mg# 61–67 – группа 2, Mg# 56–65 – группа 3, потери при прокаливании до 4.5 %) марийской толщи. Рассчитывались содержания всех редкоземельных элементов. Поправки на фракционную кристаллизацию оливина не вносились вследствие низких содержаний редких земель в этом минерале. Содержания редкоземельных элементов в модельных

**Таблица 2. Используемые коэффициенты распределения минерал / расплав.**

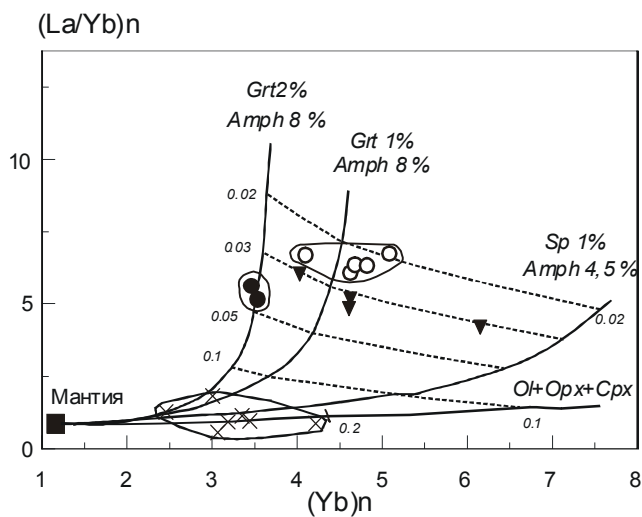
Элемент	Оливин	Ортопироксен	Клинопироксен	Амфибол	Гранат	Шпинель
La	0.0002	0.0008	0.029	0.055	0.0014	0.0006
Ce	0.00007	0.0016	0.055	0.096	0.0029	0.0006
Pr	0.0003	0.0032	0.089	0.17	0.0083	0.0006
Nd	0.0003	0.0056	0.14	0.25	0.03	0.0006
Sm	0.0009	0.015	0.23	0.32	0.18	0.0006
Eu	0.0005	0.03	0.23	0.42	0.33	0.0006
Gd	0.0011	0.034	0.27	0.32	0.750	0.0006
Tb	0.0019	0.054	0.27	0.41	1.50	0.0011
Dy	0.0027	0.077	0.30	0.5	2.40	0.0015
Ho	0.01	0.10	0.25	0.62	3.70	0.002
Er	0.0109	0.12	0.24	0.57	4.40	0.003
Tm	0.01745	0.17	0.23	0.51	5.45	0.0038
Yb	0.024	0.22	0.22	0.47	6.50	0.0045
Lu	0.026	0.22	0.18	0.43	6.70	0.0045

*Примечание.* Источники данных: оливин – [24]; ортопироксен, клинопироксен и гранат – [21]; амфибол – [26]; шпинель – [23]. При отсутствии данных по распределению редкоземельного элемента вычислялось среднее значение по соседним элементам ряда лантаноидов. Давление оценивалось по эмпирическому уравнению для ликвидусов базальтов, предложенному Л.Л. Перчуком и Т.И. Фроловой на основе сопоставления химических составов базальтов Курильской островной дуги и расчетов по геобарометрам [18]. Результаты моделирования приведены в таблице 3.

**Таблица 3. Модальные составы магм второй и третьей групп базальтов марийской толщи на п-ове Шмидта на Сахалине.**

Состав источника, %	Базальты группы 2 (Шм-03/21-22)		Базальты группы 3 (Шм-03/25-27, 31)	
	X	P	X	P
Ol	55	10	57	10
Orx	11	16	19.5	20
Срх	23.9	56	18	55
Amph	8	13	4.5	14
Sp	-	-	1	1
Gt	2.1	5	-	-
P, кбар	32-35		10-17	
F, %	3-6		20-30	

Примечание. X – содержание минеральной фазы в источнике (%), P – доля минеральной фазы, входящей в состав выплавки (%), F – степень частичного плавления. Давление (P) рассчитано по уравнениям [18].



**Рис. 9.** Положение вулканических пород марийской толщи и экструзивно-жерловых образований мыса Марии п-ова Шмидта на диаграмме  $(La/Yb)_n - (Yb)_n$ . Нормирование проведено к недифференцированной мантии [34]. Условные знаки см. на рис. 2.

источниках соответствовали составу недифференцированной мантии (пиролита) [28]. Используются коэффициенты распределения (табл. 2) ортопироксен/расплав, клинопироксен/расплав и гранат/расплав, определенные методом SIMS для состава расплава, соответствующего толеитовому базальту в присутствии 5–10%  $H_2O$  [21]. Результаты моделирования представлены в таблице 3 и на рисунке 9.

Вулканические породы группы 2 марийской толщи имеют сравнительно высокое  $(La/Yb)_n$  и по микроэлементному составу соответствуют выплавкам из мантии, содержащей 1.8–2.1 % граната и 5–

8 % амфибола. Степень частичного плавления источника составляет 3–6 %. Вулканические породы группы 3 марийской толщи отличаются более низким содержанием редкоземельных элементов. Величина  $(La/Yb)_n$  для пород этой группы близка к единице. В некоторых образцах проявляется слабое обеднение легкими редкими землями. Наименее измененные образцы лав группы 3 соответствуют высоким (20–30 %) степеням частичного плавления безгранатового мантийного источника (табл. 3). Слабое обеднение легкими редкими землями может быть следствием обедненного состава источника.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изученные вулканические породы на м. Марии п-ова Шмидта (север о. Сахалин) по петрогеохимическим признакам подразделяются на четыре группы. Первые три группы (известково-щелочную, переходную и толеитовую) образуют раннемеловые базальтоиды марийской толщи с ярко выраженными признаками надсубдукционных лав. Последовательная смена в разрезе марийской толщи известково-щелочных лав островодужными толеитами связана с плавлением вначале материала мантийного клина, а позже – истощенного вещества океанической литосферы. Первые в геохимическом отношении сопоставляются с апт-альбскими вулканитами Кемского островодужного террейна Сихотэ-Алиня и, таким образом, могут представлять собой фрагмент тыловой части раннемеловой островодужной Монероно-Самаргинской системы. Вторые отражают этап растяжения в тыловой зоне островодужной системы, не характерный для Кемского террейна.

Четвертую (раннекайнозойскую) группу среди исследованных пород образуют экстрезивно-жерловые вулканыты м. Марии, сохраняющие геохимические признаки островодужных магм, но имеющие и признаки внутриплитных магм. Генерация исходных расплавов для этой группы пород происходила, вероятно, из субстратов, сходных с таковыми пород первой группы марийской толщи, но в условиях трансформной (синдвиговой) геодинамической обстановки, которая реконструируется на Тихоокеанской окраине Азии для конца позднего мела–начала палеогена.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 01-05-64602, 06-05-96081-р\_восток\_а, 05-05-97254-р\_Байкал\_а и № 07-05-00638), а также ДВО РАН (проект № 06-III-A-08-317).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
2. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 249 с.
3. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. № 2. С. 13–25.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. (Изд. 2-е). Серия Сахалинская. Лист N-54-XVII); Объясн. зап. / Ред. Б.А. Сальников. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 276 с.
5. Малиновский А.И., Голозубов В.В., Филиппов А.Н. и др. Нижнемеловые отложения бассейна реки Кема (Восточный Сихотэ-Алинь): осадочное выполнение задугового бассейна // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 52–66.
6. Мартынов Ю.А. Происхождение базальтовых серий островных дуг по данным о соотношении никеля и кобальта // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 5. С. 1230–1232.
7. Парфенов Л.М., Натальин Б.А., Войнова И.П. и др. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления // Геотектоника. 1981. № 1. С. 85–104.
8. Разницын Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 106 с.
9. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А. и др. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 1. С. 92–109.
10. Ратновский И.И. Геологическое строение полуострова Шмидта на Сахалине. Л.: Гостехиздат, 1960. 105 с.
11. Рождественский В.С. Геологическое и тектоническое строение полуострова Шмидта (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология. 1988. № 3. С. 62–70.
12. Рождественский В.С. Геодинамическая эволюция Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 76–88.
13. Семенов Д.Ф. Магматические формации Тихоокеанских складчатых областей. М.: Наука, 1982. 168 с.
14. Симаненко В.П. Самаргинский пояс // Вулканические пояса востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 146–151.
15. Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 7–13.
16. Симаненко В.П., Ханчук А.И., Голозубов В.В. Первые данные по геохимии альб–сеноманского вулканизма Южного Приморья // Геохимия. 2002. № 1. С. 95–99.
17. Симаненко В.П., Малиновский А.И., Голозубов В.В. Раннемеловые базальты Кемского террейна – фрагмента Монероно-Самаргинской островодужной системы // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 30–51.
18. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.
19. Ясныгина Е.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е. и др. Определение микроэлементов методом ICP-MS с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава // Прикладная геохимия. Вып. 4. Аналитические исследования / Ред. Э.К. Буренков, А.А. Кременецкий. М.: ИМГРЭ, 2003. С. 48–56.
20. Brandshaw T.K., Hawkesworth C.J., Gallagher K. Basaltic volcanism in the Southern Basin and Range: no role for a mantle plume // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 116. P. 45–62.
21. Green T.H., Blundy J.D., Adam J., Yaxley G.M. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2–7.5 GPa and 1080–1200°C // Lithos. 2000. V. 53. P. 165–187.
22. Ikeda I., Komatsu H. Early cretaceous volcanic rocks of Rebun Island, North Hokkaido, Japan // Monograph Assoc. Geol. Collab. Japan. 1986. V. 31. P. 51–62.
23. Keleman P.B., Johnson K.T.M., Kinzler R.J., Irving A.J. High-field-strength element depletions due to mantle-magma interaction // Nature. 1990. V. 345. P. 521–524.
24. Kennedy A.K., Lofgren G.E., Wasserburg G.J. An experimental study of trace element partitioning between olivine, orthopyroxene and melt in chondrites: equilibrium values and kinetic effects // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 115. P. 177–195.
25. Kiminami K., Niida K., Ando H., et al. Cretaceous-Paleogene arc-trench systems in Hokkaido // Paleozoic and Mesozoic terranes: basement of the Japanese Island arcs. 29<sup>th</sup> IGC Field Trip Guide book. 1992. V. 1. P. 1–43.
26. La Tourrette T., Hervig R.L., Holloway J.R. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite and basanite melt // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 135. P. 13–30.
27. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford. 1989. 152 p.
28. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
29. Meschide M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. 1986. V. 56. P. 207–218.
30. Nagata M., Kito N., Niida K. The Kumaneshiri Group in the Kabato Mountains: the age and nature as an Early Cretaceous

- volcanic arc // Monograph Assoc. Geol. Collab. Japan. 1986. V. 31. P. 63–79.
31. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. P. 290–300.
32. Shervais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. V. 59. P. 101–118.
33. Shaw D.V. Trace element fractionation during anatexis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1970. V. 34. P. 237–243.
34. Sun S. S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins (Saunders A.D., Norry M.J. Eds), Geol. Soc. Spec. Publ. N 42. 1989. P. 313–345.
35. Wilson M. Igneous petrogenesis; a global tectonic approach. 1991. Harper Collins Academic. 446 p.
36. 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. P. 11–30.

*Рекомендована к печати А.В. Колосковым*

*V.P. Simanenko, S.V. Rasskazov, T.A. Yasnygina, A. I. Malinovsky, A.A. Chashchin*

### **Early Cretaceous volcanics and Early Cenozoic extrusions in the area of the Cape of Mary (Shmidt Peninsula, North Sakhalin): geochemical studies**

Igneous rocks outcropped at the northwestern extremity of the Schmidt Peninsula (North Sakhalin) are considered in the paper. The volcanics of the Mariysky sequence are Early Cretaceous in age and the vent extrusions of the Cape of Mary formed in Early Cenozoic time. By petrological-geochemical characteristics, the rocks under consideration can be classified into four groups. The first three of four recognized groups are volcanic rocks of the Mariysky sequence. The lower unit of this sequence is made up of calc-alkaline volcanics that are replaced with rocks having geochemical evidence for a transition from calc-alkaline to tholeiitic magma. The top levels of the section consist of incompatible-element-depleted tholeiite. Volcanic rocks of the Mariysky sequence suggest their origin in the subduction setting and are considered as a fragment of the Moneron-Samarga island-arc system. Based on the data of trace element modeling, the formation of these rocks was at first related to a garnet-bearing mantle source and then a garnet-free less deep-seated mantle source containing amphibole, pyroxene and probably spinel. The vent extrusions of the Cape of Mary combine geochemical features of subduction-related and intraplate magmatites and may be formed in a transform continental-margin setting.

**Key words:** Early Cretaceous, Early Cenozoic, island-arc, basalt, andesite, trace elements, Sakhalin Island.