

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОЗДНЕЭОЦЕН-ОЛИГОЦЕНОВОГО МАГМАТИЗМА ПОЛУОСТРОВА ШМИДТА (*Северный Сахалин*)

С.В. Рассказов, В.П. Симаненко\*, А.И. Малиновский\*, Т.А. Ясныгина

*Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

*\* Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,  
690022, Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, Россия*

Среднекайнозойская последовательность магматизма п-ова Шмидта во временном интервале 37—25 млн лет назад начиналась извержениями лав нормальной и умеренной щелочности андезитового, латитового, трахиандезитового, трахитового и трахириолитового составов и завершалась субвулканическими интрузиями более щелочных сильно недосыщенных кремнеземом эссекситов. Геохимические исследования пород свидетельствуют о начальном развитии глубинного магматизма при плавлении материала зоны конвергенции океанической и континентальной плит и финальном переходе к выплавкам малых степеней частичного плавления литосферной мантии. Подобная последовательность магматизма в общем характерна для позднего кайнозоя материковой окраины юго-востока России. Сходство в развитии магматизма среднего и позднего кайнозоя служит показателем самостоятельного значения средне- и позднекайнозойского этапов магматизма.

*Кайнозой, эссекситы, трахиандезиты, андезиты, латиты, микроэлементы, Сахалин.*

## GEOCHEMICAL EVOLUTION OF LATE EOCENE-OLIGOCENE MAGMATISM ON THE SHMIDT PENINSULA (*northern Sakhalin*)

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

The Middle Cenozoic evolution of magmatism in the Schmidt Peninsula between 37 and 25 Ma began with eruptions of subalkaline and moderately alkaline andesite, latite, trachyandesite, and trachyrhyolite lavas and ended with subvolcanic intrusions of highly alkaline strongly undersaturated essexites. According to trace-element data, magmatism evolved from melting of a mantle source in the zone of ocean-continent plate convergence to small-degree partial melting in lithospheric mantle at the final stage. This succession is generally typical of Late Cenozoic continental-margin magmatism in southeastern Russia. The similarity in the Middle and Late Cenozoic stages of magmatism is evidence for their individual significance.

*Cenozoic, essexites, trachyandesites, andesites, latites, trace elements, Sakhalin*

В зоне конвергенции океанических и континентальных плит территории Дальнего Востока России в кайнозое проявился широкий спектр вулканических пород от нормально щелочных насыщенных кремнеземом базальтов, андезитов и риолитов до высоко щелочных сильно недосыщенных базанитов и лейцититов [Щека, 1983; Есин и др., 1992; Мартынов, 1999; Сахно, 2001; Рассказов и др., 2003а,б; и др.]. В позднем кайнозое хорошо выражена временная смена лав нормальной и умеренной щелочности высокощелочными лавами и экструзиями. Первоначально тенденция такой смены была выявлена по геологическим соотношениям между вулканическими породами [Щека, 1983], а затем подтверждена радиоизотопными датировками. На Совгаванском вулканическом поле центральной части Восточного Сихотэ-Алиня К-Аг методом определена последовательность андезибазальтов (возраст  $14.7 \pm 0.5$  млн лет), оливиновых толеитов (возрастной интервал 9.6—8.7 млн лет) и щелочных базальтов, гавайитов и базанитов с глубинными включениями (возрастной интервал 7.7—5.4 млн лет) [Есин и др., 1995]. Подобная последовательность выявлена при К-Аг датировании вулканических пород Шкотовского и Шуфанского плато на юге Приморья. Основание разреза здесь составляют андезибазальты (возраст около 13 млн лет), среднюю часть — широкий спектр вулканических пород от низкокальциевых толеитовых базальтов, андезибазальтов, андезитов, оливиновых толеитов и мегаплагиофировых базальтов до базанитов (возрастной интервал 12—8 млн лет), а верхнюю — оливиновые толеиты и базаниты с глубинными включениями (возрастной интервал 7.2—3.3 млн лет) [Рассказов и др., 2003а].

Геохронологические исследования возрастных вариаций состава вулканических пород среднего кайнозоя проведены пока в небольшом объеме. В центральной части Восточного Сихотэ-Алиня вулканические породы эоцена и олигоцена рассматривались в единой последовательности с миоценовыми породами. Обращалось внимание на высокие начальные изотопные отношения стронция (до 0.70513) и низкие неодима (до 0.51261) вулканических пород возрастного интервала 55—47 млн лет и снижение первых до 0.70333 с повышением вторых до 0.51290 к возрастному интервалу 21—17 млн лет [Okamura et al., 1998; Мартынов, 1999]. По данным К-Аг датирования [Tatsumi et al., 2000], вулканические породы

этой территории среднекайнозойского возрастного интервала (40—25 млн лет) отделены от вулканических пород позднекайнозойского возрастного интервала (20—4 млн лет) амагматичным перерывом, во время которого базальтовый магматизм с островодужными (надсубдукционными) геохимическими характеристиками ( $K/Y > 300$ ,  $K/Nb > 900$ ) сменился магматизмом с геохимическими характеристиками, свойственными базальтам задугового бассейна ( $K/Y < 300$ ) и внутренних частей плит ( $K/Y > 300$ ,  $K/Nb < 900$ ). Этот переход сопоставлялся по времени с началом раскрытия Японского моря. При датировании вулканических пород Юго-Западного Приморья K-Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и Rb-Sr методами реконструирована последовательность среднекайнозойских магматических пород в возрастном диапазоне 46—23 млн лет [Рассказов и др., 2004]. Высокощелочной магматизм на этой территории не отмечен, а в финальных андезитах и базальтах славянского комплекса, имевших место около 23 млн лет назад, установлены ярко выраженные надсубдукционные микроэлементные характеристики (высокие K/Nb, Ba/La, низкие Zr/Nb, Ce/Pb, Nb/La).

В настоящей работе приводятся результаты геохимического изучения последовательности образования среднекайнозойских магматических пород п-ова Шмидта, где подобно позднекайнозойскому этапу развития континентальной окраины Азии, выявляется временная смена магматизма нормальной щелочности высокощелочным магматизмом. В работах В.С. Рождественского [1988] по геологическому картированию территории и А.А. Коноваленко и др. по составлению карты нового поколения ГДП-200 [Государственная геологическая карта..., 2004] подчеркивалось петрохимическое сходство вулканических пород среднего кайнозоя п-ова Шмидта с более древними меловыми вулканическими породами славянской свиты и марийской толщи территории, поэтому для сопоставления привлекаются имеющиеся материалы по меловой марийской вулканогенной толще. Результаты ее детальных геохимических исследований будут приведены авторами в отдельной работе.

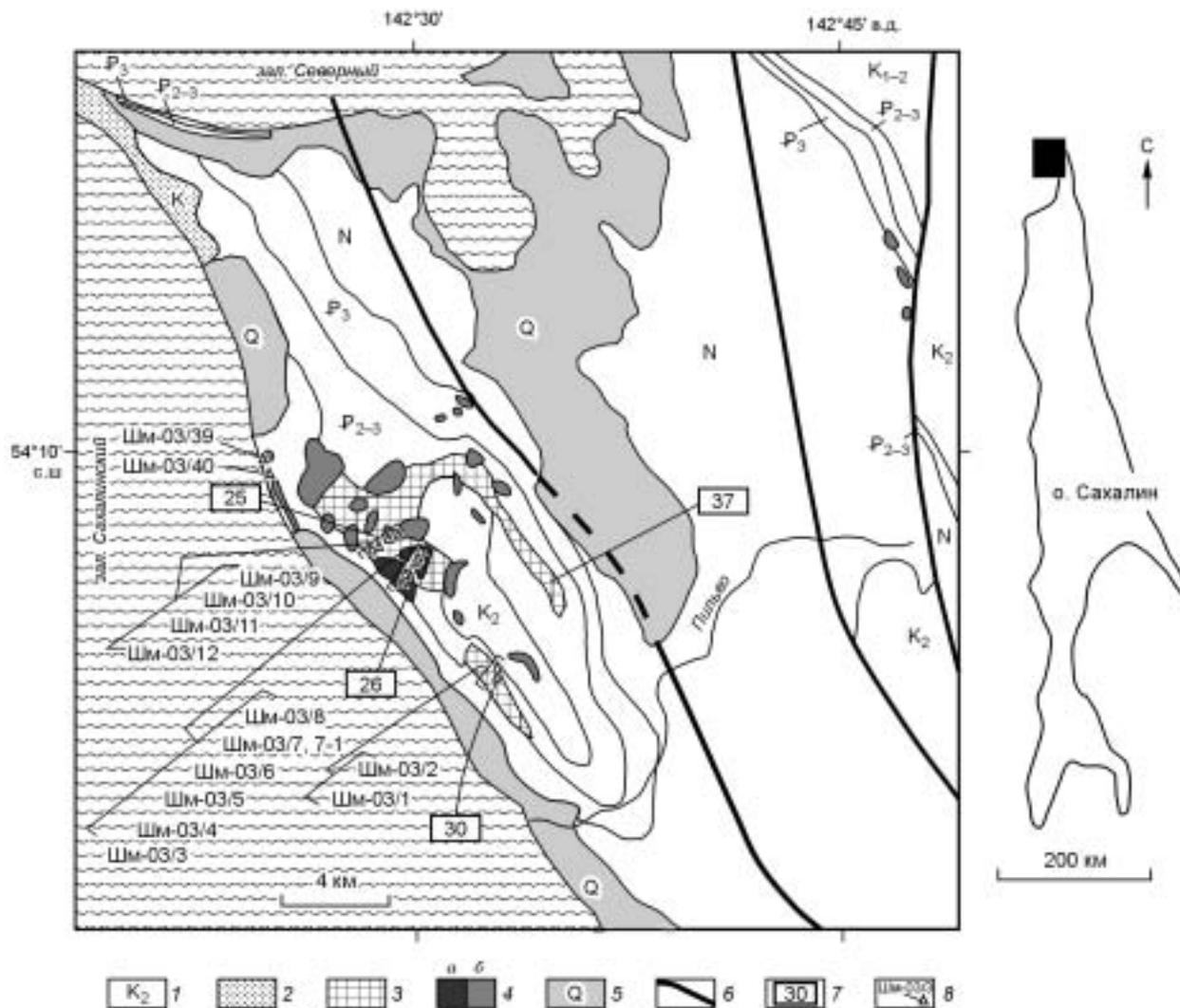
#### ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Территория исследований находится в Западно-Шмидтовской структурно-формационной зоне, сложенной осадочными отложениями и вулканическими породами мелового и кайнозойского возрастов. Меловой возраст имеют осадочные отложения славянской свиты и вулканогенные отложения марийской толщи. Первая датируется верхним мелом, а вторая — либо верхним [Рождественский, 1988], либо нижним мелом [Государственная геологическая карта..., 2004]. В кайнозое шло накопление осадочных и вулканогенных пород мачигарской свиты (верхний эоцен—олигоцен), осадочных отложений тумской свиты (олигоцен—нижний миоцен) и более молодых неогеновых и четвертичных осадочных отложений. Структурные планы мезозойских и кайнозойских слоев почти совпадают при более пологом залегании последних. Кроме вулканических пород мачигарской свиты, магматизм представлен субвулканическими телами эспенбергского комплекса.

Мачигарская свита закартирована на западном побережье п-ова Шмидта в виде полосы, протягивающейся от залива Северный до р. Пильво. Она прослежена и на восточном побережье. Свита с угловым несогласием залегает на осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях мела. Ее верхнеэоцен-олигоценовый возраст принят по результатам исследований комплекса моллюсков и фораминифер [Гладенков и др., 1999, 2002]. Вулканогенно-осадочные породы составляют верхнюю часть мачигарской свиты. Они развиты локально в юго-западном и северо-восточном крыльях Эспенбергской антиклинали. В юго-западном крыле мощность вулканогенно-осадочного пакета составляет от 400 до 550 м [Гладенков и др., 1999, 2002; Государственная геологическая карта, 2004]. Он перекрыт конгломератами, песчаниками и алевролитами тумской свиты.

По данным ГДП-200 [Государственная геологическая карта..., 2004], для вулканических пород мачигарской свиты имеются K-Ar датировки  $30 \pm 2$  млн лет (трахиандезит, обр. 15403/5) и  $37 \pm 2$  млн лет (андезит, обр. 15404). Андезит (обр. 15504/4), отобранный в районе скопления эспенбергских экструзий, показал более молодую датировку ( $25 \pm 2$  млн лет). Он имеет сравнительно низкие потери при прокаливании (1.33 мас.%). С учетом его местоположения в экзоконтактной зоне одного из интрузивов более позднего эспенбергского комплекса весьма вероятны потери радиогенного аргона, поэтому датировка не может рассматриваться в качестве возрастной характеристики вулканических пород мачигарской свиты. Другие результаты K-Ar датирования в интервале 37—30 млн лет согласуются с биостратиграфическим определением возраста свиты как верхнеэоцен-нижнеолигоценового.

К эспенбергскому комплексу относится серия гипабиссальных тел, распространенных в Эспенбергской антиклинали. Их ареал совпадает с территорией выходов вулканических пород мачигарской свиты. Площадь ареала около 50 км<sup>2</sup>. Тела распределяются в две зоны, сходящиеся в ядре Эспенбергской антиклинали и пространственно приходящиеся на ее юго-западное и северо-восточное крылья. В юго-западной зоне находится большинство крупных интрузивов, пространственно сближенных между собой. Некоторые из них достигают в поперечнике 2 км. В северо-восточной зоне находятся более мелкие тела. Небольшие штоки и дайки, включенные при геологическом картировании в состав эспенбергского комп-



**Рис. 1. Схема опробования среднекайнозойских вулканических и субвулканических пород п-ова Шмидта. Составлена на основе карты ГДП-200 [Государственная геологическая карта, 2004] с упрощениями.**

1 — возрастной индекс стратиграфического подразделения; 2 — меловая марийская вулканогенная толща; 3 — вулканогенная часть верхнеэоцен-верхнеолигоценной мачигарской свиты; 4 — субвулканические тела верхнеолигоценового эспенбергского комплекса: а — меланократовые эссекситы, б — эссекситы лейкократового и неопределенного состава; 5 — четвертичные отложения; 6 — крупные разломы; 7 — К-Аг датировки (см. текст); 8 — номер и местоположение образца. На врезке обозначено местоположение территории исследований на о. Сахалин.

лекса, отмечены в районе распространения осадочных пород мачигарской свиты северо-восточной части п-ова Шмидта (рис. 1). Сведения о радиоизотопном возрасте и химическом составе пород этих тел отсутствуют, а их синхронность магматическим породам среднего кайнозоя Эспенбергской антиклинали требует доказательств.

По данным ГДП-200, пять К-Аг датировок пород эспенбергского комплекса дали разброс значений от 26 до 18 млн лет. Датировались породы с потерями при прокаливании 5—3 мас.%. Для образца с датировкой 18 млн лет сведений о составе не приводится, а его местоположение на карте не показано. Две другие сравнительно молодые цифры возраста (19 и 20.5 млн лет) получены по обр. 15502/4 и 15502/5, отобраным из небольшого обнажения штока на берегу Сахалинского залива в 0.6 км южнее устья р. Конга. Химический состав датированных образцов также не приведен. Между тем породы из обнажения существенно деформированы, пронизаны мельчайшей трещиноватостью и изменены. Отобранный нами наименее измененный образец дал весьма высокие (5.76 мас.%) потери при прокаливании (см. табл. 1, рис. 1, обр. ШМ-03/39). Калий-аргоновая датировка такого образца могла быть существенно искажена.

Таблица 1.

## Содержания петрогенных оксидов и малых элементов в среднекайнозойских магматических породах п-ова Шмидта

Компонент	ШМ-03/3	ШМ-03/4	ШМ-03/8	ШМ-03/7	ШМ-03/5	ШМ-03/6	ШМ-03/7-1	ШМ-03/9	ШМ-03/10	ШМ-03/40	ШМ-03/39	ШМ-03/11	15504-4	ШМ-03/12	ШМ-03/1	ШМ-03/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub> , мас.%	45.60	48.00	45.00	46.00	45.20	44.00	46.30	47.60	47.30	46.66	45.69	48.20	56.82	63.78	53.00	64.00
TiO <sub>2</sub>	3.56	2.15	2.48	2.40	2.36	2.44	3.15	2.24	2.22	2.61	2.24	2.24	0.77	0.40	1.36	0.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.85	18.58	16.40	17.17	17.19	17.14	16.70	17.89	18.53	17.10	16.36	17.27	18.32	16.03	17.84	16.21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.39	2.74	3.25	4.86	3.01	6.41	5.54	4.51	3.23	4.30	3.56	3.06	3.85	2.55	5.52	1.10
FeO	3.22	3.91	7.12	5.21	8.12	5.06	4.60	4.60	5.44	4.32	4.52	5.75	3.23	0.58	3.06	2.87
MnO	0.13	0.11	0.18	0.18	0.20	0.19	0.18	0.16	0.16	0.12	0.12	0.16	0.20	0.10	0.14	0.10
MgO	3.22	3.88	7.42	7.22	8.08	7.88	3.38	4.55	4.55	5.60	5.64	4.60	3.09	0.53	3.14	1.71
CaO	8.67	11.06	8.67	7.97	6.59	7.97	7.28	6.50	5.89	6.11	7.32	6.59	7.29	4.86	6.59	3.81
Na <sub>2</sub> O	3.74	3.83	3.97	3.58	3.62	3.62	5.25	4.90	4.57	3.36	4.75	3.97	3.98	2.36	3.79	3.55
K <sub>2</sub> O	2.40	1.87	2.38	2.39	2.41	2.40	2.91	2.95	3.80	3.97	2.58	3.77	0.97	4.10	1.95	4.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.51	0.40	0.54	0.55	0.50	0.53	0.69	0.74	0.74	0.73	0.66	0.73	0.25	0.12	0.97	0.20
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.40	0.37	0.35	0.25	0.59	0.27	0.31	0.44	0.38	0.43	0.40	0.43	0.00	0.40	1.30	0.14
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.28	2.87	2.04	1.81	1.64	1.89	3.33	2.55	2.82	4.29	5.76	2.87	1.33	3.85	0.82	0.79
Сумма	99.97	99.77	99.80	99.59	99.51	99.80	99.62	99.63	99.63	99.60	99.60	99.64	100.10	99.66	99.48	99.77
Sc, мкг/г	24	29	26	23	22	25	20	20	20	17	21	16	He опр.	5.9	19	12
Rb	29	24	26	31	30	32	44	48	49	69	37	55	»	114	21	116
Sr	852	1067	706	650	687	687	731	802	895	830	793	921	»	627	970	359
Y	21	22	23	20	20	21	28	22	22	26	24	20	»	17	23	14
Zr	152	130	159	140	152	153	210	235	241	249	252	216	»	124	98	12
Nb	40	36	44	39	39	40	56	59	62	66	66	54	»	8.4	7.3	6.2
Mo	2.08	1.76	1.73	1.70	2.28	2.36	2.87	2.67	3.89	4.29	2.11	3.09	»	0.48	0.66	0.26
Sn	1.43	1.09	1.62	1.37	2.39	1.83	2.01	1.92	2.21	1.62	3.16	2.30	»	0.68	1.43	2.20
Cs	0.49	0.47	0.82	0.54	0.90	0.57	1.35	0.87	0.84	1.36	2.66	0.74	»	3.40	0.75	6.04
Ba	543	473	619	475	485	478	872	752	677	970	728	789	»	791	713	671
La	24	22	25	24	26	27	37	40	37	48	42	36	»	23	24	18
Ce	48	44	53	50	51	52	76	79	71	86	75	68	»	40	52	35
Pr	5.6	5.2	6.3	5.6	5.8	5.8	8.4	8.2	8.1	9.6	8.2	6.9	»	4.1	6.3	3.8
Nd	24	22	26	24	25	24	37	36	31	38	34	29	»	16	28	15

Sm	5.7	5.0	6.1	5.3	5.2	5.5	7.6	6.9	6.5	7.3	6.7	6.0	»	3.4	6.1	3.5
Eu	1.97	2.11	1.80	1.78	1.85	1.78	2.45	2.16	2.06	2.54	2.20	2.06	»	0.86	1.86	0.87
Gd	4.7	5.4	5.2	4.7	4.4	4.5	6.4	5.5	5.8	6.1	5.3	4.9	»	2.7	4.8	2.4
Tb	0.79	0.70	0.81	0.82	0.73	0.80	1.11	0.90	0.81	0.83	0.77	0.65	»	0.38	0.81	0.44
Dy	4.09	3.94	4.57	3.89	4.13	4.08	5.78	4.42	4.67	4.57	4.35	3.87	»	2.51	4.60	2.54
Ho	0.86	0.80	0.82	0.78	0.84	0.80	1.08	0.91	0.81	0.91	0.82	0.78	»	0.48	0.81	0.52
Er	2.34	1.80	2.08	2.14	2.19	2.04	3.02	2.26	2.20	2.35	2.15	1.90	»	1.55	2.25	1.35
Tm	0.56	0.28	0.43	0.68	0.67	0.60	0.80	0.64	0.40	0.34	0.37	0.57	»	0.28	0.67	0.43
Yb	1.94	1.68	1.88	1.83	1.91	1.75	2.54	1.70	2.22	1.77	1.71	1.84	»	1.59	2.04	1.35
Lu	0.26	0.23	0.30	0.23	0.25	0.22	0.45	0.30	0.30	0.28	0.30	0.24	»	0.26	0.27	0.21
Hf	3.82	3.17	3.98	3.74	3.50	3.52	4.83	5.16	4.97	5.59	5.65	4.48	»	4.01	2.59	0.53
Ta	2.27	1.92	2.48	2.25	2.26	2.29	3.31	3.42	3.64	3.72	3.74	2.99	»	0.51	0.31	0.71
Pb	He опр.	3.02	2.98	He опр.	He опр.	He опр.	1.59	2.85	4.79	3.14	4.03	He опр.	»	17.5	9.7	16.1
Th	3.12	2.61	3.19	2.89	3.17	3.19	4.44	5.08	4.94	5.80	5.51	4.13	»	10.8	2.61	9.0
U	0.83	0.79	0.97	0.78	0.85	0.93	1.16	1.44	1.49	1.58	1.64	1.19	»	2.72	0.71	1.16
Cr	7	83	215	194	207	187	30	92	90	73	166	75	»	8.1	65	30
Co	21	27	39	33	34	33	20	25	31	30	34	23	»	6.2	19	7.3
Ni	27	56	134	124	133	129	29	60	68	55	97	53	»	2.6	35	8.6
V	311	235	245	206	202	202	251	201	208	176	196	178	»	46	208	103
Li	5.7	5.7	8.7	6.0	6.3	5.7	8.8	11.4	10.6	22.3	24.2	6.8	»	10.9	8.3	21.3
Be	1.32	He опр.	1.48	1.15	1.07	1.33	1.65	1.76	2.16	He опр.	1.87	1.58	»	He опр.	1.44	1.50
Cu	68	74	56	42	41	42	56	36	45	30	33	35	»	25	53	20
Zn	50	68	75	44	44	43	60	54	82	78	73	43	»	37	70	21
Ga	18	24	18	16	16	16	19	20	20	23	23	17	»	18	18	14
W	0.28	0.25	0.27	0.23	0.37	0.30	0.39	0.40	0.50	0.80	0.52	0.58	»	0.41	0.13	0.67

Примечание. 1—12 — эссекиты эспенбергского комплекса: 1—6 — меланократовые, 7—12 — лейкократовые; 13—16 — вулканические породы мачигарской свиты: 13 — андезит [Государственная геологическая карта..., 2004], 14 — латит, 15 — трахиандезит, 16 — трахидацит. Местоположение образцов см. на рис. 1. Измеренные координаты образцов: 3 — 54°07.98' с.ш., 142°30.00' в.д.; 10 — 54°09.53' с.ш., 142°24.78' в.д.; 11 — 54°10.14' с.ш., 142°24.57' в.д. He опр. — не определялось. Петрогенные оксиды пород определялись классическим химическим методом в аналитическом центре Института земной коры СО РАН (г. Иркутск, аналитики Г.В. Бондарева, М.А. Смагунова). Концентрации микроэлементов измерялись методом ICP-MS с пробоподготовкой в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН по методике, приведенной в работе [Рассказов и др., 2004] (химики-аналитики М.Е. Маркова, Ю.М. Малых). Измерения проводились в Иркутском центре коллективного пользования на масс-спектрометре VG Plasmaquad PQ2+.

Еще две датировки  $22.5 \pm 1.5$  и  $25 \pm 2.5$  млн лет, не сопровождавшиеся химическими анализами, относятся к крупному интрузиву лейкократовых эссекситов. На нем встречены сравнительно неизменные породы (см. рис. 1, обр. Шм-03/9, 10). Датировка  $25 \pm 2.5$  млн лет совпадает с датировкой  $25 \pm 2$  млн лет андезита (обр. 15504/4) с „перезапущенной“ калий-аргоновой изотопной системой (отобран из экзоконтакта этого же интрузива). Их взаимное соответствие принимается в качестве аргумента в пользу истинного возраста кристаллизации эссекситового тела. Самая древняя датировка  $26 \pm 2$  млн лет получена по обр. 15402/1 (без химического анализа), отобранному из интрузива меланократовых эссекситов (см. рис. 1, цифры датировок). Она сопоставима в пределах погрешности измерений с датировкой  $25 \pm 2$  млн лет тела лейкократовых эссекситов. Из имеющихся датировок интрузивов эспенбергского комплекса наиболее достоверные данные ограничиваются временным интервалом позднего олигоцена  $26—25$  млн лет.

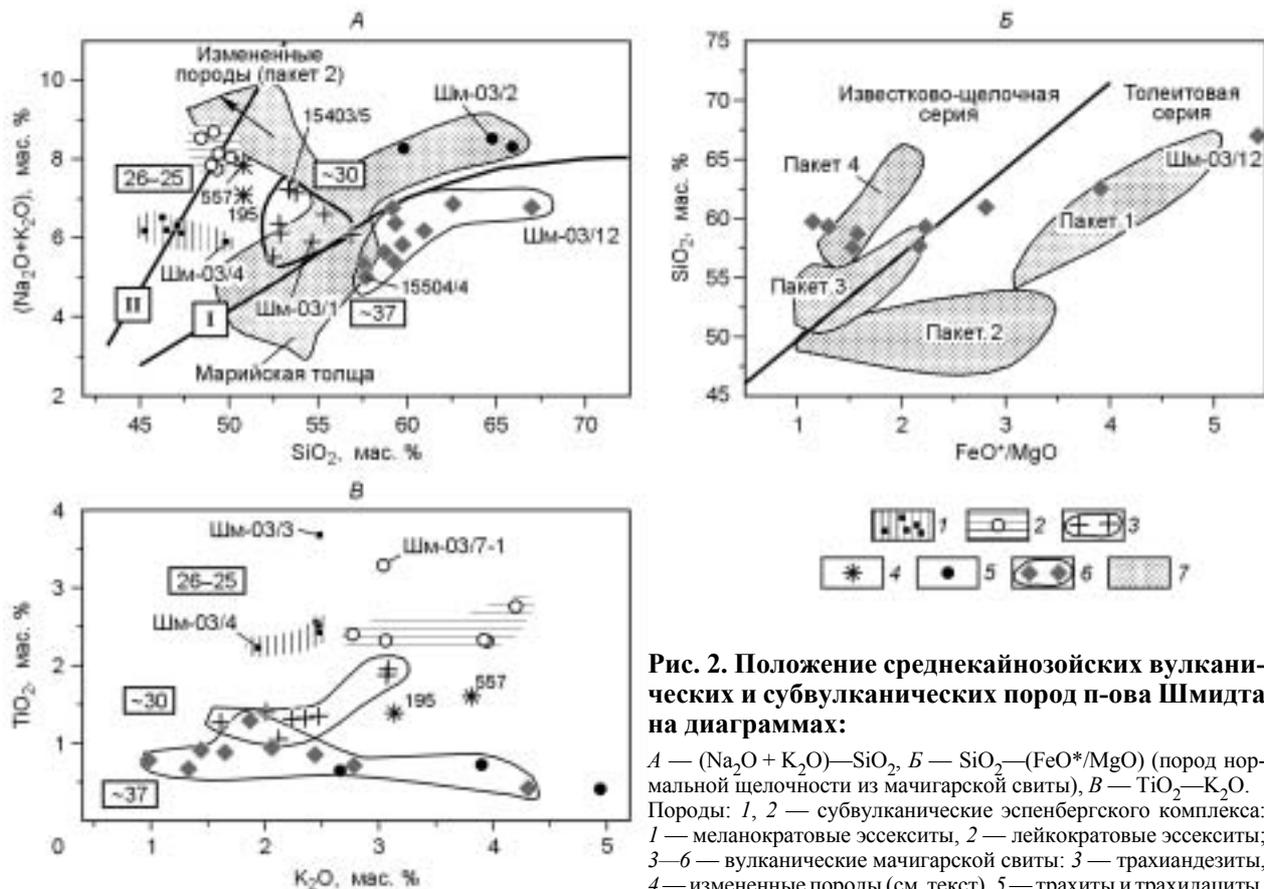
### ПЕТРОГЕННЫЕ ОКСИДЫ

В составе мачигарской свиты на диаграмме щелочи—кремнезем выделяются породы нормальной (андезиты и латиты) и умеренной щелочности (трахиандезиты, трахиты и трахидациты) (рис. 2). Нормально-щелочные породы включают умеренно-калиевые известково-щелочные андезиты ( $K_2O$  0.5—1 мас.%;  $FeO_{общ.}/MgO$  1.2—1.7), высококалиевые андезиты толеитового состава ( $K_2O$  2—2.8 мас.%;  $FeO_{общ.}/MgO$  2.2—4) и ультракалиевые латиты с высокими железомagneзиальными отношениями ( $K_2O$  достигает 4.3 мас.% при  $FeO_{общ.}/MgO$  до 5.4 в обр. Шм-03-12). Породы кварц- и гиперстен-оливин нормативные. Исключение составляют измененные образцы трахиандезитовой группы 557 и 195 [Государственная геологическая карта..., 2004]. В них рассчитан нормативный нефелин (рис. 3). Вторичные изменения первого образца выражены высокими потерями при прокаливании (5.08 мас.%), а второго — сильным окислением железа ( $Fe_2O_3$  9.40 мас.%,  $FeO$  0.57 мас.%). Измененные образцы обогащены калием ( $K_2O$  3.62 и 3.01 мас.%). В неизменных образцах этой группы содержание  $K_2O$  снижается до 1.6 мас.%. По концентрациям инертного оксида  $TiO_2$  (1.52 и 1.33 мас.%) измененные образцы не отличаются от неизменных пород трахиандезитовой группы.

Малоглубинные интрузивы эспенбергского комплекса сложены породами эссекситового состава. В координатах щелочи—кремнезем они располагаются на разделительной линии серий умеренной и высокой щелочности (см. рис. 2, А). Породы подразделяются на две группы: лейкократовую и меланократовую. Эти разновидности разделены пространственно. Из трех крупных тел, опробованных в центральной части территории, два сложены меланократовыми эссекситами. В одном из интрузивов меланократовых эссекситов обнаружены породы, сопоставимые по петрогенным оксидам с лейкократовыми эссекситами (см. табл. 1, обр. Шм-03/7-1). По более крупнозернистому сложению эта порода отличается от более мелкозернистых меланократовых пород с порфиридовидными выделениями оливина. Тело лейкократовых эссекситов располагается северо-западнее тел меланократовых эссекситов, а в телах, расположенных далее к северо-западу, найдены только лейкократовые эссекситы (см. рис. 1).

В группе меланократовых эссекситов определена сравнительно низкая концентрация  $SiO_2 = 45—47$  мас.% при сумме щелочей около 6 мас.%. Исключение составляет обр. Шм-03-4 с содержанием  $SiO_2 = 48$  мас.%. Он отобран из верхней части интрузива. Далее будет показан его аномальный микроэлементный состав с положительной европиевой аномалией, свидетельствующей о локальном обогащении порции эссекситового расплава всплывшими плагиоклазовыми кристаллами. Этим объясняется и смещение его состава от основной группы меланократовых эссекситов на диаграмме щелочи—кремнезем. В группе лейкократовых эссекситов концентрации  $SiO_2$  выше (48—50 мас.%) при более высокой сумме щелочей (около 8 мас.%). Меланократовые и лейкократовые эссекситы различаются между собой по концентрациям  $K_2O$  (соответственно 1.87—2.41 и 2.91—3.97 мас.%),  $P_2O_5$  (соответственно 0.35—0.4 и 0.66—0.74 мас.%) и рассчитанным содержаниям нормативного анортита  $100An/(An + Ab)$  (соответственно 57—68 и 41—51 %). С увеличением содержания нормативного анортита в группе меланократовых эссекситов увеличивается количество нормативного нефелина от 7 до 12 %, а в группе лейкократовых эссекситов, наоборот, снижается от 14 до 5.5 % (см. рис. 3).

На диаграмме щелочи—кремнезем (см. рис. 2, А) мачигарские вулканические породы трахит-трахириолитового состава подобны таким же породам в составе меловой марийской толщи. В нормально щелочной области составы мачигарских и марийских пород не совпадают. В марийской толще представлены андезибазальты, а в мачигарской — андезиты и латиты. Группа умеренно щелочных пород трахиандезитового состава мачигарской свиты располагается между андезитами мачигарской свиты и эссекситами эспенбергского комплекса (см. рис. 2, А). Точки составов измененных пород (обр. 557 и 195) смещены к лейкократовым эссекситами. Породы средней части меловой марийской толщи (пакет 2) обогащены щелочами и обнаруживают высокие потери при прокаливании. Возрастание концентраций щелочей, вероятно, связано с вторичными изменениями пород.



**Рис. 2. Положение среднекайнозойских вулканических и субвулканических пород п-ова Шмидта на диаграммах:**

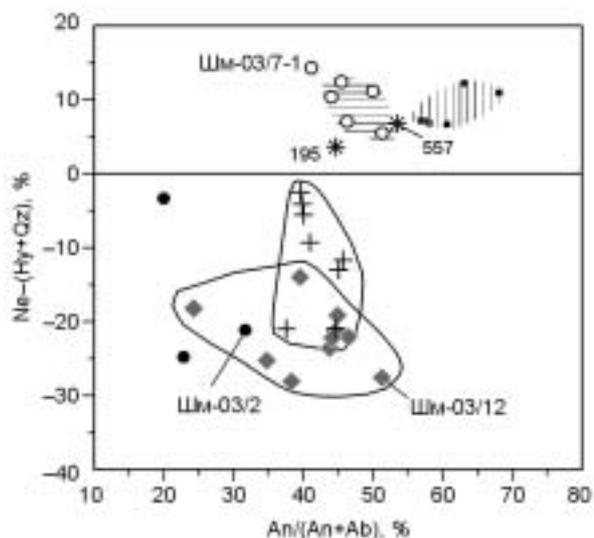
*A* —  $(Na_2O + K_2O)$ — $SiO_2$ , *B* —  $SiO_2$ — $(FeO^*/MgO)$  (пород нормальной щелочности из машигарской свиты), *B* —  $TiO_2$ — $K_2O$ . Породы: 1, 2 — субвулканические эспенбергского комплекса: 1 — меланократовые эссекситы, 2 — лейкократовые эссекситы; 3—6 — вулканические машигарской свиты: 3 — трахиандезиты, 4 — измененные породы (см. текст), 5 — трахиты и трахидациты,

6 — андезиты и латиты; 7 — фигуративное поле вулканических пород меловой марийской толщи. Цифра в прямоугольнике — возраст пород (млн лет), составы приведены к 100 мас.% с вычетом потерь при прокаливании. I и II — линии разделения серий соответственно нормально-умеренной и умеренно-высокой щелочности. Стрелка — направление повышения щелочности пород пакета 2 марийской толщи. Для сопоставления нанесены фигуративные поля последовательности четырех пакетов (снизу вверх) пород марийской толщи. Разделительная линия пород известково-щелочной и толейтовой серий показана по работе [Миясиро и др., 1985]. Использованы данные табл. 1, ГДП-200 [Государственная геологическая карта..., 2004] и неопубликованные данные авторов по разрезу марийской толщи.

На диаграмме  $SiO_2$ — $(FeO^*/MgO)$  андезиты и латиты машигарской свиты образуют тренд, протягивающийся из известково-щелочной области с низким  $FeO^*/MgO$  в толейтовую область с высоким значением этого отношения (см. рис. 2, *B*). В породах машигарской свиты концентрации  $TiO_2$  повышаются от андезит-латитовой группы ( $TiO_2$  0.5—1 мас.%) к трахиандезитовой ( $TiO_2$  1—2 мас.%). В гиперстен-нормативных трахиандезитах содержаниям  $K_2O$  в интервале 1.5—2.5 мас.% соответствуют концентрации  $TiO_2$  1—1.5 мас.%, а при возрастании  $K_2O$  до 3 мас.% концентрации  $TiO_2$  возрастают до 2 мас.%. В эссекситах содержание  $TiO_2$  составляет 2.2—3.8 мас.%. Породы с разным содержанием  $TiO_2$  характеризуются перекрывающимися интервалами концентраций  $K_2O$  (см. рис. 2, *B*).

**Рис. 3. Соотношения нормативных минералов в системе CIPW.**

Пересчет выполнен с корректировкой окисленности железа ( $Fe^{3+} = 0.15Fe_{общ.}$ ). Усл. обозн. см. на рис. 2.



## МИКРОЭЛЕМЕНТЫ

Меланократовые и лейкократовые эссекситы эспенбергского комплекса различаются между собой по спектрам редких земель (рис. 4, А). В меланократовых эссекситах  $(La/Yb)_N$  составляет 8.4—10.3 при  $(Yb)_N$  10.4—12.1. Самое низкое положение с  $(La/Yb)_N$  8.8 при  $(Yb)_N$  10.4 занимает линия обр. ШМ-03/4. В нем отсутствует европиевый максимум, вероятно, связанный с флотированием плагиоклаза. Лейкократовые эссекситы обогащены легкими редкими землями  $(La/Yb)_N$  11.2—18.2 при  $(Yb)_N$  10.5—13.8. Наиболее высокое положение занимает линия спектра обр. ШМ-03/7-1, в котором  $(La/Yb)_N$  снижается до 9.9 с увеличением  $(Yb)_N$  до 15.8. Эта линия занимает секущее положение по отношению к другим лейкократовым эссекситам и в то же время она располагается субпараллельно спектру меланократовых эссекситов. Учитывая, что эссексит (обр. ШМ-03/7-1) находится внутри интрузива, сложенного меланократовыми эссекситами, его редкоземельный спектр может быть следствием дифференциации расплава меланократового эссексита.

Спектр редких земель трахиандезита (обр. ШМ-03/1) из машигарской свиты занимает секущее положение по отношению к спектрам меланократовых и лейкократовых эссекситов эспенбергского комплекса при более низком  $(La/Yb)_N$  8.0 и  $(Yb)_N$  12.7. Спектры трахидацита (обр. ШМ-03/2) и латита (обр. ШМ-03/12) обнаруживают слабое прогибание с центром на Eu. Линии тяжелых частей спектров двух последних образцов выполаживаются и становятся субпараллельными линиям пород марийской толщи. В легких частях спектров линии располагаются круче линий пород марийской толщи (см. рис. 4, Б).

По сравнению с меланократовыми эссекситами, лейкократовые обогащены несовместимыми элементами при общем сходстве конфигураций спектров (рис. 5). Выделяются максимумы Cs, Ba, K, Pb и Sr при минимумах Rb, Th-U и Zr-Hf-Sm. Спектры несовместимых элементов заметно отличаются от спектра базальтов океанических островов (ОИВ).

Трахиандезит обр. ШМ-03/1 в несовместимой части ряда от Cs до K имеет конфигурацию линии, подобную линии меланократового эссексита, однако остальная часть ряда существенно отличается резкой выраженностью минимумов Nb-Ta, Zr-Hf и максимума Pb. Минимум Nb-Ta и максимум Pb имеются в трахидаците обр. ШМ-03/2 и латите обр. ШМ-03/12, что в общем характерно и для вулканических пород меловой марийской толщи. Трахидацит отличается от латита глубоким минимумом Zr-Hf. В латите группа Zr-Hf-Sm выступает над соседними элементами (P и Ti).

## МИКРОЭЛЕМЕНТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ

Характер геохимической неоднородности источников рассматриваемых магматических пород хорошо выражен в координатах  $(Ce/Yb)_N$ — $(Yb)_N$ . Распределение точек параллельно оси абсцисс на этой диаграмме указывает на изменение концентраций Yb при сходных коэффициентах распределения Ce и Yb в минералах и расплавах. Это достигается при высокой степени частичного плавления, а также свойственно процессам плавления или кристаллизационной дифференциации без участия граната.

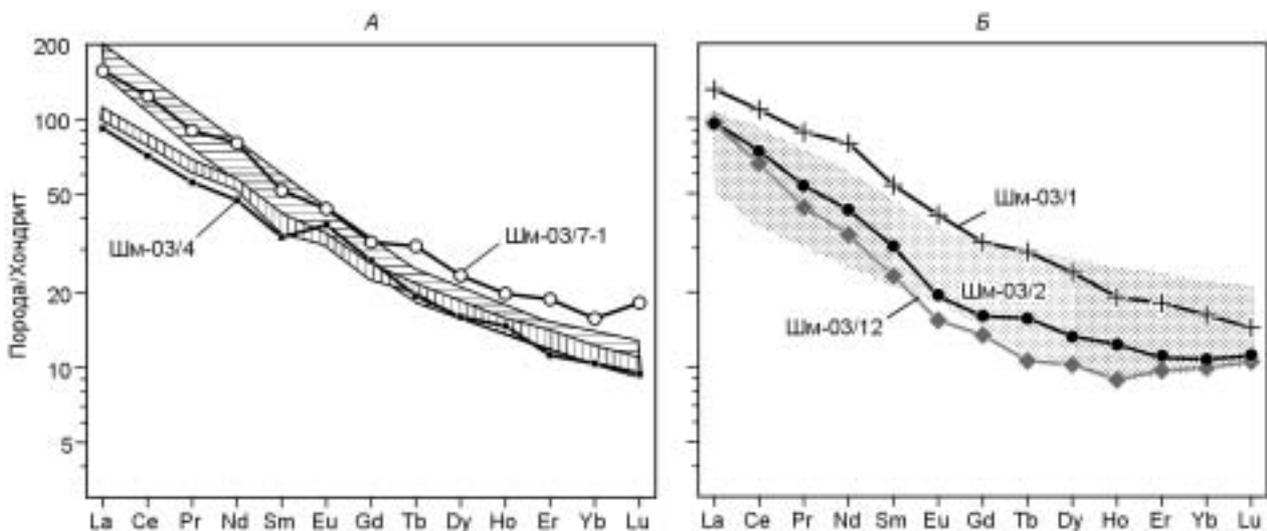


Рис. 4. Спектр редкоземельных элементов в среднекайнозойских субвулканических (А) и вулканических (Б) породах п-ова Шмидта.

Для нормирования использован состав хондрита [McDonough, Sun, 1995]. Усл. обозн. см. на рис. 2.

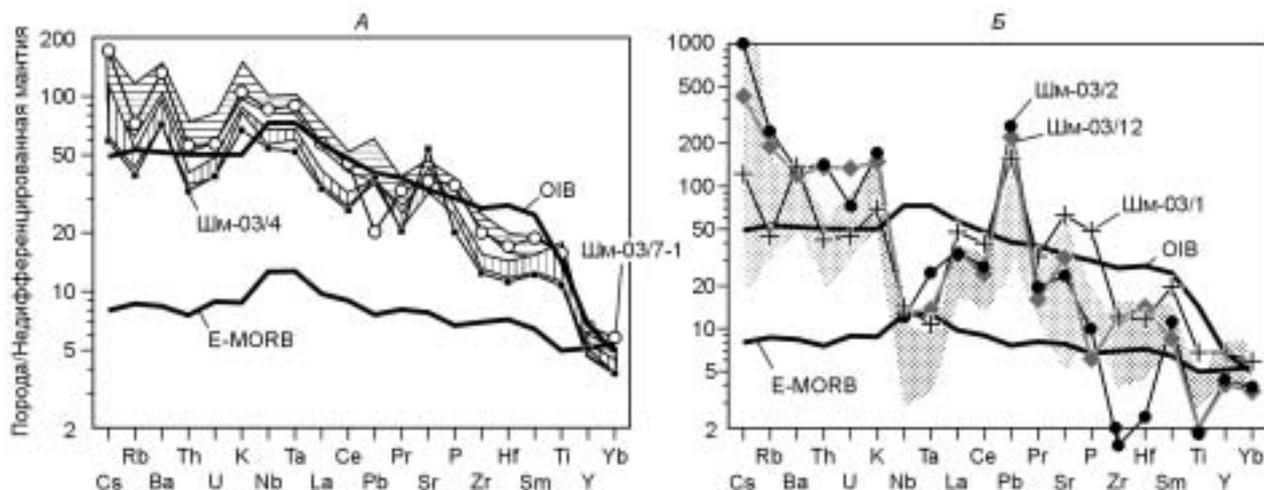


Рис. 5. Ряд несовместимых элементов в среднекайнозойских субвулканических (А) и вулканических (Б) породах п-ова Шмидта.

Для нормирования использован состав недифференцированной мантии [McDonough, Sun, 1995]. Усл. обозн. см. на рис. 2.

Контроль состава расплава реститовым гранатом отражается в резком увеличении  $(Ce/Yb)_N$ . С уменьшением количества граната выплавка обогащается иттербием [Bradshaw et al., 1993; и др.].

Проанализированные среднекайнозойские породы мацигарской свиты и эспенбергского комплекса смещены в область диаграммы (рис. 6, А) с более высоким  $(Ce/Yb)_N$  по отношению к породам меловой марийской толщи. Трахидацит (обр. ШМ-03/2) и латит (обр. ШМ-03/12) резко отличаются от других пород высокими концентрациями Th и высоким Th/Yb (см. рис. 6, Б). Относительное обогащение этих пород торием (в латите вместе с ураном) можно видеть на диаграмме нормирования к недифференцированной мантии (см. рис. 5, Б). Меланократовые эссекситы занимают компактное поле с величинами  $(Ce/Yb)_N$ , сопоставимыми с вулканическими породами из мацигарской свиты. Точки лейкократовых эссекситов подняты над группой меланократовых эссекситов. С уменьшением  $(Ce/Yb)_N$  концентрации  $(Yb)_N$  в них увеличиваются.

На рис. 6, А приведены рассчитанные линии частичного плавления источников по данным табл. 2. Коэффициенты распределения минерал—расплав см. в табл. 3. Меланократовые эссекситы могли образоваться при плавлении 2—3 % пород мантийного источника М1 с концентрациями редких земель, соответствующими недифференцированной мантии, и с возможным содержанием граната 2.2—2.6 %. Для образования лейкократовых эссекситов из этого же источника требовалась более низкая степень частичного плавления (0.5—1.5 %).

Таблица 2. Результаты микроэлементного моделирования частичного плавления мантийных источников

Минеральная фаза	Модальный состав источника, %				Доля фазы, поступающей в расплав, %			
	Gt1	Gt2	Gt+Prv	Ol, Орх, Срх	Gt1	Gt2	Gt, Prv	Ol, Орх, Срх
Ol	58.8	58.4	55	57	10	10	10	10
Орх	24	24	24	24	30	30	10	10
Срх	15	15	14	14	55	55	30	50
Gt	2.2	2.6	6.35	—	0.5	0.5	26	30
Prv	—	—	0.65	—	—	—	24	—
Элемент	Концентрация микроэлементов, мкг·г <sup>-1</sup>				Примечание. Содержания микроэлементов соответствуют составу недифференцированной мантии [McDonough, Sun, 1995]. При моделировании состава источника с аксессуарным перовскитом использован состав перовскита из пироксенита Жидойского массива (неопубликованные данные авторов).			
Yb	0.44	0.44	0.8	0.44				
Ce	1.68	1.68	7	1.68				
Th	0.08	0.08	2.3	0.08				

Таблица 3.

Коэффициенты распределения минерал—расплав

Элемент	OI	Opх	Срх	Gt	Prv
Ce	0.00007 [1]	0.0021 [1]	0.086 [5]	0.0026 [1]	3.8 [6]
Th	0.000007 [1]	0.001 [2]	0.01 [4]	0.0012 [2]	20 [6]
Yb	0.024 [1]	0.032 [3]	0.430 [5]	6.4 [1]	1.2 [6]

Примечание. [1] — Halliday et al., 1995; [2] — Литасов, 1998; [3] — Kennedy et al., 1993; [4] — Hauri et al., 1994; [5] — Hart, Dunn, 1993; [6] — Kato et al., 1988.

Относительное снижение  $(Ce/Yb)_N$  с повышением концентраций  $(Yb)_N$  в лейкократовых эссекситах может интерпретироваться как следствие некоторой примеси расплавов малых степеней частичного плавления безгранатового источника в расплавах малых степеней частичного плавления гранатосодержащего источника либо отражать плавление источника особого состава. К примеру, концентрации иттербия могут возрастать в частичных выплавках в случае карбонатизации мантийного источника. Такая направленность в развитии магматизма проявилась в выплавках мелилитовых нефелинитов Хамады Юго-Западного Хонсю [Tatsumi et al., 1999].

На рис. 6, А нанесена рассчитанная линия степени частичного плавления гранатосодержащего источника с аксессуарным перовскитом. Для образования лейкократовых эссекситов требуется присутствие в источнике 0.6—0.8 % кальциевого перовскита при концентрации Yb в источнике, в 2 раза превышающей его концентрацию в недифференцированной мантии. Концентрации иттербия возрастают при увеличении степени частичного плавления аномального источника до 12 %. По расчетам в координатах  $(Th/Yb) — Th$  (см. рис. 6, Б), меланократовые эссекситы могли образоваться при плавлении 2—3 % источника, содержащего 2—3 % граната. На этой диаграмме, подобно диаграмме  $(Ce/Yb)_N — (Yb)_N$ , фигуративные точки лейкократовых эссекситов находятся в области более низких степеней частичного плавления гранатосодержащих источников и лежат на тренде плавления источника с аксессуарным перовскитом при широких вариациях степени частичного плавления.

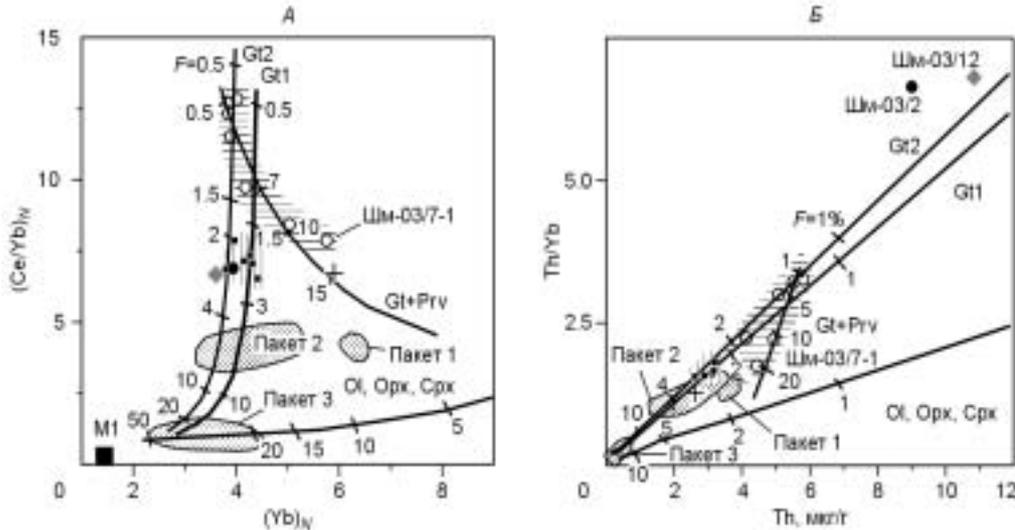


Рис. 6. Диаграммы  $(Ce/Yb)_N — (Yb)_N$  (А) и  $(Th/Yb) — Th$  (Б) среднекайнозойских вулканических и субвулканических пород п-ова Шмидта.

Показаны линии микроэлементного моделирования частичного плавления мантийных источников по содержанию микроэлементов соответствующих составу недифференцированной мантии [McDonough, Sun, 1995] (M1 — черный квадрат) и мантийного источника с аксессуарным перовскитом (содержание микроэлементов см. табл. 2). Цифры на трендах — рассчитанная степень частичного плавления по формуле Д.М. Шоу  $C_L/C_0 = 1/[D_0 + F(1 - P)]$ , где  $C_L/C_0$  — отношение концентрации элемента в расплаве и в плавящемся материале,  $F$  — степень частичного плавления,  $D_0$  и  $P$  — объемные коэффициенты распределения:  $D_0 = \sum X_i D_i$ ;  $P = \sum M_i D_i$ , где  $X_i$ ,  $M_i$  — пропорции минералов соответственно в плавящемся материале и вовлекающихся в плавление;  $D_i$  — коэффициент распределения минерал—расплав (см. табл. 3). Соотношения минералов, использованные в расчетах, приведены в табл. 2. Для сравнения нанесены фигуративные поля вулканических пород из пакетов 1—3 марийской толщи (пакет 4 перекрывает фигуративные поля пакетов 1 и 2). На (А) использовалось нормирование к недифференцированной мантии [McDonough, Sun, 1995]. Усл. обозн. см. на рис. 2.

**Рис. 7. Диаграмма (Nb/La) — (Ba/La) среднекайнозойских вулканических и субвулканических пород п-ова Шмидта.**

Для сравнения показаны фигуративные поля орогенных андезитов и щелочных базальтоидов Джеронимо (запад США). Последние представляют собой выплавки с микроэлементными и изотопными характеристиками астеносферы континентальной окраины [Rogers et al., 1995]. Тренд повышения Nb/La с увеличением Ba/La в щелочных породах Шкотовского вулканического поля показан по данным [Расказов и др., 2003а]. Усл. обозн. см. на рис. 2.



### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Среднекайнозойский вулканизм п-ова Шмидта начался около 37 млн лет назад приблизительно в одно время с активизацией вулканизма в центральной и северной частях Восточного Сихотэ-Алиня [Okamura et al., 1998; Tatsumi et al., 2000], зоны Окусири Япономорского бассейна [Okamura et al., 1998], Юго-Западного Приморья [Расказов и др., 2004] и Юго-Западного Сахалина [Расказов и др., 2005]. Образование финальных высокощелочных порций магм эспенбергского комплекса совпало с угасанием вулканизма в центральной и северной частях Восточного Сихотэ-Алиня, затем последовал амагматичный интервал 25—20 млн лет назад [Tatsumi et al., 2000]. Подобный переход к высокощелочному магматизму 5—3 млн лет назад предшествовал его угасанию в Приморье и Приамурье [Расказов и др., 2003а,б].

Образование меловой марийской толщи связывалось с наложением „островной дуги на консолидированную континентальную кору“ [Рождественский, 1988, с. 68]. Марийская толща рассматривалась в составе апт-альбской Монероно-Самаргинской островодужной системы [Симаненко и др., 2002]. Расположение вулканических пород верхнеэоцен-нижнеолигоценовой мачигарской свиты вместе с меловыми породами марийской толщи в поле орогенных андезитов диаграммы Nb/La—Ba/La (рис. 7) и перекрытие андезитами и латитами мачигарской свиты диапазона вариаций FeO\*/MgO пород марийской толщи (см. рис. 2, Б) отражают поступление материала в мелу и в позднем эоцене—раннем олигоцене из сходных источников, претерпевших надсубдукционное флюидное преобразование. Не исключено, что магматический источник позднеэоцен-раннеолигоценового этапа унаследовал геохимическую специфику магматического источника мелового этапа.

Породы эспенбергского комплекса имеют высокое Nb/La при низком Ba/La и в координатах этих отношений располагаются в поле вулканических пород мантийного происхождения. Лейкократовые эссекситы образуют изометричное фигуративное поле. В меланократовых эссекситах Nb/La возрастает с увеличением Ba/La. Подобные тренды выявляются в позднекайнозойских щелочных вулканических породах, примером служит тренд пород Шкотовского вулканического поля Приморья (см. рис. 7).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Среднекайнозойская последовательность магматизма п-ова Шмидта временного интервала 37—25 млн лет назад начиналась лавами мачигарской свиты, варьиовавшими по составу от насыщенных кремнеземом нормально-щелочных андезитов и латитов до умеренно-щелочных трахиандезитов, трахитов и трахидацитов, а завершалась субвулканическими интрузиями эспенбергского комплекса, более щелочных сильно недосыщенных кремнеземом эссекситов с содержаниями нормативного нефелина 5—14 %. Подобная магматическая последовательность с возрастанием щелочности и недосыщенности кремнеземом базальтоидных расплавов в общем характерна для позднего кайнозоя материковой окраины юго-востока России.

Анализ микроэлементного состава пород свидетельствует о начальном развитии глубинных магматических процессов в интервале 37—30 млн лет назад при плавлении материала, претерпевшего надсубдукционные преобразования. Не исключено, что в плавление вовлекался материал, образовавшийся на меловом этапе развития магматизма континентальной окраины. При завершении среднекайнозойского магматизма около 26—25 млн лет назад поступали выплавки малых степеней частичного плавления литосферной мантии.

Пространственно разделенные между собой меланократовые и лейкократовые эссекситы были производными источников различного состава, хотя частично лейкократовые эссекситы формировались и за счет дифференциации расплавов меланократовых эссекситов. Меланократовые расплавы, преобладавшие в интрузивах центральной части Эспенбергской антиклинали, могли образоваться при плавлении 2—4 %

мантийного гранатсодержащего источника, а лейкократовые из ее краевой части — при широких вариациях степени частичного плавления аномального источника с акцессорным перовскитом.

Авторы признательны А.Э. Жарову за помощь в проведении полевых работ, за ознакомление с новыми материалами и полезные консультации по проблемным вопросам геологического строения территории исследований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 01-05-64602, 05-05-97254-р-байкал-а) и грантов СО РАН (№ 7.10.3), ДВО РАН (06-1-П16-065), Президиума РАН (2/П-16).

#### ЛИТЕРАТУРА

**Гладенков Ю.Б., Сальников Б.А., Баринов К.Б.** Экосистемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (п-ов Шмидта): стратиграфия, палеогеография и геологические события. М., ГЕОС, 1999, 132 с.

**Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И., Маргулис В.И., Сальников Б.А.** Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М., ГЕОС, 2002, 225 с.

**Государственная** геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000 (Изд. 2-е. Серия Сахалинская. Лист N-54-XVII): Объяснительная записка / Ред. Б.А. Сальников. СПб., Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2004, 152 с.

**Есин С.В., Прусевич А.А., Кутолин В.А.** Позднекайнозойский вулканизм и глубинное строение Восточного Сихотэ-Алиня. Новосибирск, Наука, 1992, 164 с.

**Есин С.В., Пономарчук В.А., Шипицин Ю.Г., Палесский С.В.** Петрогенезис Совгаванского толеит-щелочно-базальтового плато Восточного Сихотэ-Алиня: 2. (Sr-изотопные и геохимические данные) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (2), с. 70—79.

**Литасов К.Д.** Геохимические модели развития мантийных магматических систем по данным изучения глубинных ксенолитов Витимского и Удоканского вулканических полей (Восточное Забайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1998, 292 с.

**Мартынов Ю.А.** Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной Пацифики). Владивосток, Дальнаука, 1999, 218 с.

**Миясиро А., Аки К., Шенгер А.** Орогенез (Пер. с англ.). М., Мир, 1985, 288 с.

**Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Максимов С.О., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н., Коваленко С.В.** Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеанская геология, 2003а, т. 22, № 1, с. 92—109.

**Рассказов С.В., Приходько В.С., Саранина Е.В., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н., Ясныгина Т.А., Семенова В.Г., Травин А.В.** Пространственно-временные вариации мантийных и коровых компонентов в позднекайнозойских вулканических породах Среднеамурской впадины, юго-восток России // Тихоокеанская геология, 2003б, т. 22, № 3, с. 3—27.

**Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Масловская М.Н., Фефелов Н.Н., Брандт С.Б., Брандт И.С., Коваленко С.В., Мартынов Ю.А., Попов В.К.** Среднепозднекайнозойский магматизм континентальной окраины Япономорского бассейна: импульсное плавление мантии и коры Юго-Западного Приморья // Тихоокеанская геология, 2004, т. 23, № 6, с. 3—31.

**Рассказов С.В., Мельников О.А., Рыбин А.В., Гурьянов В.А., Ясныгина Т.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Саранина Е.В., Масловская М.Н., Фефелов Н.Н., Жаров А.Э.** Пространственная смена глубинных источников кайнозойских вулканических пород западного побережья Южного Сахалина // Тихоокеанская геология, 2005, т. 24, № 2, с. 10—32.

**Рождественский В.С.** Геологическое строение и тектоническое развитие полуострова Шмидта // Тихоокеанская геология, 1988, № 3, с. 62—71.

**Сахно В.Г.** Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм востока Азии. Владивосток, Дальнаука, 2001, 336 с.

**Симаненко В.П., Малиновский А.И., Голозубов В.В.** Раннемеловые базальты Кемского террейна — фрагмента Монероно-Самаргинской островодужной системы // Тихоокеанская геология, 2002, т. 23, № 2, с. 30—51.

**Щека С.А.** Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М., Наука, 1983, 167 с.

**Bradshaw 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.

**Halliday A.N., Lee D.-C., Tommasini S., Davies G.R., Paslick C.R., Fitton J.G., James D.E.** Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle // Earth Planet. Sci. Lett., 1995, v. 133, p. 379—395.

**Hart S.R., Dunn T.** Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements // *Contr. Miner. Petrol.*, 1993, v. 113, p. 1—8.1998.

**Hauri E.H., Wagner T.P., Grove T.L.** Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts // *Chem. Geol.*, 1994, v. 117, p. 149—166.

**Kato T., Ringwood A.E., Irifune T.** Experimental determination of element partitioning between silicate perovskites, garnet and liquids: constraints on early differentiation of the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 89, p. 123—145.

**Kennedy A.K., Lofgren G.E., Wasserburg G.J.** An experimental study of trace element partitioning between olivine, orthopyroxene and melt in chondrulites: equilibrium values and kinetic effects // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, v. 115, p. 177—195.

**McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.

**Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Ormerod D.S.** Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin, California and Nevada // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, № B7, p. 10287—10301.

**Okamura S., Arculus R.J., Martynov Y.A., Kagami H., Yoshida T., Kawano Y.** Multiple magma sources involved in marginal-sea formation: Pb, Sr, and Nd isotopic evidence from Japan Sea region // *Geology*, 1998, v. 26, № 7, p. 619—622.

**Tatsumi Y., Arai R., Ishizaka K.** The petrology of a melilite-olivine nephelinite from Hamada, SW Japan // *J. Petrol.*, 1999, v. 40, № 4, p. 497—509.

**Tatsumi Y., Sato K., Sano T., Arai R., Prikhodko V.S.** Transition from arc to intraplate magmatism associated with backarc rifting: evolution of the Sikhote Alin volcanism // *Geophys. Res. Lett.*, 2000, v. 27, № 11, p. 1587—1590.

*Рекомендована к печати 28 декабря 2005 г.  
Ю.Р. Васильевым*

*Поступила в редакцию  
14 мая 2005 г.*