

УДК 552.313.554

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ГЛУБИННЫЕ ИСТОЧНИКИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ВУЛКАНА ПЕКТУСАН

© 2007 г. Член-корреспондент РАН В. Г. Сахно

Поступило 27.06.2007 г.

Позднекайнозойские вулканические породы широко распространены на Дальнем Востоке. Они представлены преимущественно лавовыми излияниями базальтов, образующих плато – Совгаванское, Нельминское, Шуфанское, Шкотовское и др. Щелочные базальты с ксенолитами шпинелевых лерцолитов слагают моногенные вулканы и их жерловины вдоль глубинных разломов системы Таньлу в северо-восточном Китае, Усури-Амурской рифтовой системы Приморья и Приамурья, а также вдоль разломов Токинского Становика. Среди них известны вулканы (Болоньский, Удалянци, Келуо и др.), сложенные калиевыми щелочными базальтоидами (лейцитовыми базанитами, лейцититами, трахибазальтами и другими породами) [1, 2, и др.].

Щелочно-базальт-трахитовые вулканы и покровы встречаются очень редко. На Дальнем Востоке известны только два центра: плато в бассейне р. Бикин (Приморье) и вулкан Пектусан. Для первого объекта характерен ареальный тип вулканизма с многочисленными экструзиями и жерловинами щелочных базальтов и покровно-экструзивными образованиями трахитов позднемiocенового возраста [1], которые располагаются на осадочно-вулканогенных комплексах Сихотэ-Алинской складчатой области. Другой объект представляет собой стратовулкан Пектусан, являющийся одним из центров современного вулканизма континентальной части Дальнего Востока. Эксплозивная активность этого вулкана в позднем плейстоцене и голоцене неоднократно проявлялась в виде катастрофических взрывов. Наиболее мощным было извержение тысячу лет назад (969 ± 20), при котором было выброшено огромное количество тефры (около 100 км^3) и большие объемы газов (хлора, фтора, серы и воды) [3]. Взрыв был направленным на восток и

пеплы достигли Японских островов [4], но частично и юга Приморья России.

Вулкан Пектусан ($42^{\circ}06' \text{ N}$; $128^{\circ}04' \text{ E}$) сложен лаво-пирокластическими породами трахит-коендит-риолитового состава, прорванных жерловинами и дайками щелочных базальтов, трахибазальтов и трахиандезитов. Конус располагается на щелочных базальтах щитового вулкана. Подробное строение и состав слагающих комплексов пород вулкана изложены в работах [5–7 и др.].

Новые данные по изотопному датированию вулканических комплексов [7] позволили определить временные интервалы этапов формирования вулкана и выделить циклы наиболее мощных эксплозивных взрывов, в том числе и катастрофических, наметить эволюцию магм, а по изотопным характеристикам $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и спектрам несовместимых и редкоземельных элементов определить глубинные источники и их изотопную гетерогенность, а также выявить критерии так называемой эксплозивности щелочно-салических расплавов.

Среди базальтоидов щитового вулкана наиболее древними являются щелочные оливин-пироксеновые базальты с возрастом 2.34 млн. лет, слагающие низы покровов (табл. 1). Более молодые с возрастом 1.70 и 1.41 млн. лет представлены высокотитанистыми, железистыми и щелочными базальтами, для которых характерны повышенные содержания радиогенного стронция ($0.705230\text{--}0.705374$), в то время как отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ меняется мало ($0.512605\text{--}0.512692$). Вышележащие субщелочные базальты с возрастом 1.01–1.20 млн. лет отличаются более низким содержанием титана, железа, щелочей и стронциевых отношений ($0.704452\text{--}0.704550$) и малой вариацией величин отношения по Nd. Следующая группа щелочных базальтов с возрастом 330–245–240 тыс. лет представлена силлами, дайками и жерловинами, прорывающими породы трахитового конуса вулкана. Последние характеризуются более радиогенным стронцием, чем субщелочные базальты, но менее радиогенным, чем щелочные высокотитанистые базальты низов и середины

Таблица 1. Данные по изотопии пород вулкана Пектусан

Этап	Цикл	Порода, фация	Образец	Возраст	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	
Пост-кальдерный	II	Пемза риолита	4	1903 г.	0.705579 ± 12	0.512583 ± 5	
		Пемза комендита	26/1-а	1903 г.	0.704960 ± 13	0.512598 ± 5	
		Черная пемза трахита из комендита	26/1-б	1903 г.	0.705160 ± 11	0.512608 ± 6	
	I	Игнимбрит, трахит	3а	1702 г.	0.705300 ± 12	0.512662 ± 10	
		То же	38/4	1702 г.	0.705416 ± 10	0.512595 ± 6	
Кальдерный	IV	Пантеллеритовый туф, игнимбрит	1-г	$969 \pm 20 \text{ AD}^*$	0.705854 ± 12	0.512610 ± 3	
		Шлаки, обломки, пеплы комендита, пантеллерита	1-б	$969 \pm 20 \text{ AD}^*$	0.705678 ± 6	0.512630 ± 6	
	III	Пеплы, трахит	28/4-б	>2000 BP	0.705270 ± 22	0.512637 ± 8	
	II	Тефра, обломки трахита	29/3-в	$0.040-0.065 \pm 0.03$	0.704639 ± 7	0.512617 ± 8	
		Пемза трахита из брекчии	1 и	0.065 ± 0.015	0.705470 ± 22	0.512611 ± 11	
		Трахит, поток игнимбрита	26/16	0.065 ± 0.015	0.705772 ± 16	0.512635 ± 7	
		Трахит, поток игнимбрита	26/12	0.095 ± 0.015	0.704285 ± 12	0.512552 ± 8	
	I	Трахибазальт, трубка	28/1	$0.100-0.125 \pm 0.025$	0.704351 ± 11	0.512597 ± 6	
	Формирование конуса вулкана	III	Трахиты, покров	20	0.135 ± 0.025	0.704898 ± 17	0.512607 ± 4
			Игнимбрит трахита	38/3	0.140 ± 0.015	0.705348 ± 10	0.512621 ± 6
II		Трубка щелочных базальтов	21/1	0.245 ± 0.03	0.704830 ± 13	0.512642 ± 11	
		То же	28/19-а	0.245 ± 0.03	0.704720 ± 10	0.512682 ± 7	
		»	28/20-б	0.240 ± 0.03	0.704910 ± 11	0.512638 ± 9	
		Силл щелочного базальта	40/3	0.330 ± 0.050	0.704870 ± 11	0.512605 ± 6	
I	Трахит, покров	30	0.545 ± 0.05	0.705630 ± 20	0.512597 ± 7		
Щитовой вулкан	III	Трахит, поток	14/1	1.00 ± 0.05	0.705130 ± 15	0.512646 ± 11	
	II		32	1.01 ± 0.2	0.704550 ± 15	0.512668 ± 8	
		Субщелочной базальт, покров	23/2	1.20 ± 0.25	0.704452 ± 22	0.512686 ± 11	
	I	Fe-Ti-щелочной базальт, покров	27/7	1.41 ± 0.05	0.705270 ± 23	0.512614 ± 7	
		Ti-Fe-щелочной базальт, покров	26/14-б	1.70 ± 0.05	0.705230 ± 13	0.512605 ± 9	
	Щелочной базальт, покров	40/4	2.34 ± 0.11	0.705374 ± 10	0.512692 ± 2		

Примечание. Изотопия Nd и Sr выполнены в СибГЕОХИ (Иркутск) на масс-спектрометре "Finigan-262" (аналитик Г.П. Сандмирова).

щитового вулкана (0.704770–0.704910), а по соотношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ их значения находятся в пределах тех величин, что и базальты щитового вулкана (0.512605–0.512682). Трубки трахибазальтов с возрастом 100–125 тыс. лет встречаются на северном и западном склонах вулкана и по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ближе к субщелочным базальтам щитового вулкана, но значительно ниже по $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Приведенные данные показывают гетерогенный характер изотопных источников, в особенности в отношении радиогенного стронция. На диаграмме изотопных отношений стронция и неодима (рис. 1) можно выделить три обособленных поля, представляющих резервуары, питающие щелочной базальтоидный вулканизм Пектусана: резервуар, обогащенный изотопами в системе Rb–Sr и в меньшей степени Sm–Nd. Наиболее близким по изотопным характеристикам являет-

ся мантийный резервуар BSE, который рассматривается как источник плюмового вулканизма [8], относящийся к наиболее глубинному, материал которого поступает, возможно, с границы нижней мантии и ядра. Щелочные высокотитанистые базальтоиды (особенно породы обр. 26/14б) по петрогеохимическим и изотопным характеристикам (табл. 1, 2) близки к производным нижнемантийных плюмов [9]. Субщелочные базальты верхней части щитового вулкана попадают в область, близкую к источникам пород океанических островов (OIB), т.е. с менее радиогенным стронцием, но предположительно с участием компонента DMM. Трахибазальты жерловин с возрастом 100–125 тыс. лет, внедрение которых предваряют кальдерный этап, характеризуются менее радиогенными изотопами стронция, но более радиогенным неодимом в сравнении с другими ба-

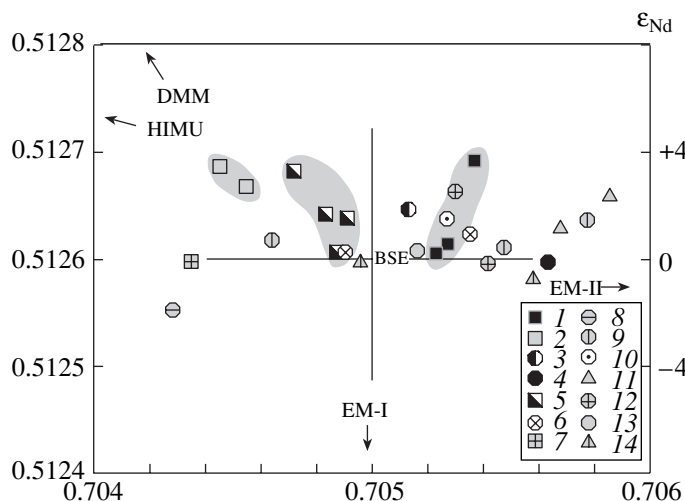


Рис. 1. Положение щелочных пород вулкана Пектусан на диаграмме изотопных отношений Sr–Nd-мантйных корреляций. Базальты и трахиты щитового вулкана: щелочные (нижние) базальты (1), субщелочные (верхние) базальты (2), трахиты (3); вулканиды этапа формирования конуса вулкана: трахиты основания (4), щелочные базальты жерловин (5); кальдерный этап: кальдерные игнимбриды трахитов, 140 тыс. лет (6), дайки трахибазальтов, 100–125 тыс. лет (7), игнимбриды трахитов, 95 тыс. лет (8), игнимбриды и пемзы трахитов, 40–65 тыс. лет (9), игнимбриды, пеплы трахитов, ≈2 тыс. лет (10), комендиты, пеплы, 969 ± 20 (11); посткальдерный этап: игнимбриды трахитов 1702 г. (12), пемзы трахитов 1903 г. (13), риолиты, комендиты (пеплы, пемзы, лапилли) 1903 г. (14).

зальтоидами вулкана (0.704351 и 0.512597), что предполагает участие компонента DMM и EM-1 (табл. 1, рис. 1).

Данные по содержанию несовместимых элементов, особенно редкоземельных (табл. 2), отраженные на спайдердиаграммах подчеркивают геохимические особенности, свойственные каждой группе базальтов различных этапов проявления и условий генерации магмы (рис. 2).

Различия в содержаниях несовместимых элементов в породах базальтоидного вулканизма Пектусана, их соотношения в сравнении с мантийными источниками позволяют выяснить природу мантийных источников (табл. 3). Щелочные базальты вулкана Пектусан имеют высокие отношения Rb/Sr, но низкие Sm/Nd и U/Pb, чем для примитивной мантии. Несоответствие между ними и сопоставление с щелочными базальтами рифтовой системы Таньлу [2] позволяют предполагать, что такие отношения могли быть модифицированы вмещающими их породами или субдуцированными осадками океанической плиты (Кулу). Но изотопные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (В.Г. Сахно, неопубликованные данные) для некоторых базальтов вулкана не позволяют предполагать участие радиогенных (по стронцию) осадков в генезисе магм,

так как нет соответствия между повышением радиогенного стронция и свинца. Для субщелочных базальтов верхней части щитового вулкана соотношения Rb/Sr, Sm/Nd и U/Pb частично совпадают с примитивной мантией в одних случаях, в других – с MORB, а в третьих – с OIB. Таким образом, подтверждаются данные изотопии об участии различных источников в генерации базальтоидных расплавов щитового вулкана и жерловин, прорывающих конус.

На диаграммах La/Nb и Ba/Nb базальтоиды образуют тренд, который близок, с одной стороны, к тренду OIB и четвертичным щелочным базальтам рифта Таньлу [2], частично его перекрывая, но находятся выше последних. Особенно это свойственно щелочным базальтам. Последние располагаются вблизи поля фигуративных точек слюдястых кимберлитов. На диаграмме K/Yb–Ta/Yb тренд базальтов вулкана Пектусан смещен относительно OIB в область более высоких отношений K/Yb, что является следствием низкого содержания HREE. Высокие отношения Nb–Ta/HREE могут быть обусловлены низкой степенью частичного плавления субстрата. Соотношения других несовместимых элементов (табл. 3) в целом подтверждают приведенные выше предположения о различных глубинных источниках базальтоидных расплавов.

Трахиты и другие щелочно-салические породы (пантеллериты, комендиты и риолиты), слагающие верхнюю часть щитового вулкана и конус Пектусана, представляют собой камерные дифференциаты щелочных базальтовых расплавов. Объем извергнутых трахитовых расплавов по отношению к основным составляет не более 3%, а объем более кремнекислых щелочных пород (пеплы и тефра) не превышает 1% от объема трахитов [7]. Механизм камерной дифференциации как основных, так и щелочно-салических расплавов от цикла к циклу подтверждается на диаграммах REE (рис. 2).

Анализ изотопных данных в щелочно-салических лавах и пирокластических породах (табл. 1, рис. 1) показывает, что они характеризуются более широкой вариацией в отношении радиогенного стронция (0.70450–0.705678). В то время как $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ меняется мало (0.512552–0.51262), т.е. эти параметры находятся в интервале величин, свойственных для родоначальных базальтоидных расплавов. Более высокие значения радиогенного стронция свойственны либо трахитам, слагающим верхнюю часть щитового вулкана, близких по возрасту к подстилающим их базальтам (1.00 и 1.01 млн. лет соответственно), либо началу формирования трахитового конуса. Повышение соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отмечается для пеплов и тефры эксплозий (например, извержение пеплов риолитов в 1903 г.). Однако эти особенности проявляются не всегда. Это свойственно и для изотопов неодима с некоторым повышением радиогенного

Таблица 2. Петрохимический состав (мас. %), микро- и REE (г/т) представительных пород вулкана Пектусан

Компо- нент	Образец											
	4	26-1а	26-1б	3-а	38/4	1-г	1-б	28/4б	29/3в	1и/м	26/12	28/1
SiO ₂	71.72	71.09	57.82	65.73	65.87	68.05	68.07	66.41	63.89	63.18	66.85	54.86
TiO ₂	0.15	0.30	0.82	0.45	0.44	0.27	0.29	0.28	0.43	0.44	0.46	2.10
Al ₂ O ₃	10.76	10.61	17.79	14.40	14.87	14.06	14.29	11.23	15.10	17.25	15.10	16.78
Fe ₂ O ₃	3.61	4.29	3.84	3.19	2.91	5.00	4.65	5.68	3.21	2.20	2.96	2.91
FeO	1.01	0.44	1.61	2.76	2.06	0.56	1.32	0.17	2.43	2.62	2.60	5.51
MnO	0.08	0.08	0.11	0.09	0.15	0.11	0.12	0.13	0.13	0.11	0.14	0.10
MgO	0.04	0.06	1.69	0.47	0.11	0.03	0.08	0.30	0.64	0.32	0.08	3.37
CaO	0.44	0.87	4.01	0.55	1.52	0.66	0.54	0.65	1.38	1.72	1.17	6.38
Na ₂ O	5.37	5.26	6.04	6.70	5.33	5.70	5.43	6.51	5.81	5.55	5.37	3.82
K ₂ O	4.18	3.75	4.71	5.18	5.50	4.75	4.82	4.71	6.12	5.34	4.58	2.83
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.13	0.15	0.07	0.05	0.05	0.03	0.09	0.13	0.06	0.05
H ₂ O ⁻	0.22	0.44	–	0.10	–	–	0.03	–	–	–	0.16	–
П.п.п.	2.22	2.29	0.80	0.48	0.64	0.20	0.16	3.50	0.60	0.67	0.29	0.61
Сумма	99.82	99.51	99.43	100.25	99.53	99.89	99.85	99.59	99.83	99.53	99.82	99.49
Sc	1.09	2.38	8.36	3.37	3.74	1.92	2.39	2.57	3.71	3.94	3.92	9.45
V	1.91	3.19	36.41	3.86	0.92	1.25	3.13	1.16	1.29	7.73	0.58	87.03
Cr	87.88	38.6	59.71	125.42	30.69	88.86	129.6	23.34	27.73	92.30	25.44	95.50
Co	0.42	0.88	9.73	0.72	0.88	0.37	0.57	0.45	1.00	1.84	0.51	19.72
Ni	2.12	4.87	19.95	2.80	1.16	1.46	2.47	1.23	0.92	3.15	0.83	44.03
Ga	–	–	–	95.39	32.21	–	105.4	32.35	27.45	105.23	28.85	19.02
Ge	–	–	–	7.65	2.04	–	8.96	1.37	0.96	6.65	1.20	0.93
Rb	382.8	353.2	94.83	183.02	143.07	262.5	244.5	269.68	85.79	120.53	130.67	40.32
Sr	5.04	15.39	424.51	6.44	11.20	4.24	1.41	4.96	13.61	85.24	5.96	445.93
Y	156.0	130.53	34.07	82.11	38.01	91.86	107.7	85.59	18.37	41.14	23.66	16.56
Zr	1992.3	2470.2	562.6	1779.4	679.35	2176.8	2122.0	1881.97	630.00	670.02	872.29	347.52
Nb	239.8	301.25	71.32	175.3	75.13	220.6	224.6	261.61	96.20	74.40	129.86	41.59
Cs	6.56	5.97	1.25	2.92	1.64	3.14	3.39	5.36	1.17	1.44	0.17	0.43
Ba	10.66	14.3	1386.9	18.77	37.79	23.96	3.89	16.07	47.20	199.07	32.36	727.21
La	154.14	185.16	62.7	125.47	86.66	139.3	174.4	132.79	40.67	70.90	52.46	31.32
Ce	289.18	372.2	118.0	222.5	170.98	282.8	307.5	248.69	103.85	126.42	177.76	48.66
Pr	36.96	38.9	13.01	27.75	20.19	31.4	37.5	27.35	10.91	15.88	12.52	7.31
Nd	134.8	132.4	47.21	100.94	67.40	112.04	132.7	104.46	41.60	58.29	49.31	30.32
Sm	28.54	26.30	8.88	19.52	11.21	21.5	25.6	21.60	8.00	11.25	9.17	5.99
Eu	0.35	0.38	2.89	0.35	0.39	0.44	0.46	0.26	0.38	0.94	0.34	1.93
Gd	30.35	26.7	10.20	20.27	8.68	22.16	27.25	18.29	6.90	10.76	6.72	4.50
Tb	4.67	3.45	1.10	2.89	1.47	3.12	3.83	3.20	1.24	1.45	1.08	0.68
Dy	23.17	22.31	6.31	14.85	7.27	15.5	19.32	17.90	5.64	7.11	5.57	3.13
Ho	4.35	4.78	1.25	2.64	1.46	2.76	3.40	3.74	1.06	1.20	1.12	0.74
Er	13.36	12.86	3.15	8.27	3.59	8.58	10.83	9.06	2.70	3.67	2.77	1.32
Tm	2.12	1.88	0.44	1.34	0.54	1.41	1.72	1.41	0.39	0.59	0.48	0.24
Yb	11.51	11.76	2.98	7.16	3.42	7.64	9.32	7.97	2.40	3.24	2.79	0.94
Lu	1.54	1.77	0.43	0.95	0.56	1.08	1.33	1.14	0.39	0.46	0.53	0.18
Hf	38.2	45.82	10.23	31.63	10.67	40.5	41.84	46.50	16.01	12.44	22.33	6.01
Ta	–	17.15	4.77	7.91	2.71	9.03	9.61	14.22	4.64	–	6.49	2.04
W	–	9.38	2.16	5.71	2.25	–	–	6.46	1.90	–	1.88	0.97
Tl	–	0.60	1.62	0.50	0.18	–	–	0.62	0.21	12.44	0.18	0.07
Pb	42.14	39.16	11.3	23.71	8.99	14.50	33.63	35.91	9.88	12.47	18.27	5.61
Th	59.79	71.07	16.52	22.68	15.35	36.95	39.67	99.71	29.15	14.29	40.49	11.43
U	11.32	13.07	2.71	4.22	2.73	3.74	6.03	8.83	2.33	2.60	2.23	0.81

Таблица 2. Окончание

Компо- нент	Образец											
	20	38/3	21/1	28/19a	40/3	30	14/1	32	23/2	27/7	26/146	40/4
SiO ₂	64.72	69.25	50.83	51.27	49.50	67.24	64.72	51.91	53.46	46.74	46.62	46.77
TiO ₂	0.44	0.25	2.92	1.72	3.45	0.39	0.44	1.79	1.69	2.69	4.45	3.06
Al ₂ O ₃	16.60	14.73	16.96	16.05	16.11	13.81	16.60	14.25	14.97	16.27	13.09	14.78
Fe ₂ O ₃	3.47	2.72	2.65	3.37	4.43	4.40	3.47	3.64	1.67	10.51	13.56	7.23
FeO	1.24	1.06	7.22	7.40	5.94	2.77	1.24	7.70	8.29	3.43	4.05	5.58
MnO	0.09	0.08	0.13	0.18	0.18	0.08	0.09	0.13	0.17	0.17	0.18	0.21
MgO	0.35	0.03	4.86	7.05	5.28	0.24	0.36	7.27	7.21	5.20	5.40	4.51
CaO	1.66	0.69	8.29	8.22	8.63	0.52	1.66	7.81	7.72	6.08	7.21	6.96
Na ₂ O	5.31	5.33	3.27	3.08	3.57	5.65	5.31	3.33	2.91	4.02	2.75	3.71
K ₂ O	5.35	5.25	2.34	0.93	1.96	4.51	5.35	0.93	0.85	2.96	1.83	2.18
P ₂ O ₅	0.08	0.02	0.58	0.28	0.66	0.05	0.08	0.26	0.25	0.65	0.63	0.64
H ₂ O ⁻	0.18	–	–	–	–	–	0.18	0.25	0.58	–	0.14	0.48
П.п.п.	0.11	0.19	–	0.30	0.03	0.38	0.11	0.87	–	1.20	0.49	3.80
Сумма	99.60	99.59	100.06	99.85	99.74	100.07	99.60	99.85	99.77	99.87	100.06	99.91
Sc	5.99	1.52	19.40	23.53	20.28	3.14	5.99	23.25	18.42	24.45	–	16.84
V	4.29	0.98	206.62	175.57	239.62	3.64	4.29	177.8	186.9	287.5	660.1	228.74
Cr	82.50	2.77	179.30	233.11	96.36	46.76	82.50	263.8	341.3	60.53	50.55	33.87
Co	1.77	0.40	32.50	46.94	34.17	1.35	1.77	44.0	39.0	49.6	123.81	39.41
Ni	2.12	2.50	40.30	151.36	35.85	8.05	2.12	211.5	183.5	40.80	141.12	29.54
Ga	287.5	38.55	135.90	–	20.49	–	287.5	–	–	–	–	21.52
Ge	5.96	2.31	4.02	–	1.41	–	5.96	–	–	–	–	1.54
Rb	93.6	212.49	74.80	10.40	35.11	229.74	93.6	13.68	12.35	58.86	151.8	45.36
Sr	312.4	2.86	424.10	510.49	674.91	7.38	312.4	342.9	378.5	783.5	1391.9	586.68
Y	38.30	56.52	23.10	17.50	19.55	87.82	38.30	18.44	20.3	36.52	61.41	25.82
Zr	633.15	1289.75	431.50	107.76	221.47	1656.3	633.15	120.1	111.3	387.0	195.55	255.75
Nb	78.39	162.51	45.90	12.02	34.72	214.34	78.39	14.65	10.8	64.15	54.62	39.70
Cs	0.60	2.50	0.35	0.17	0.07	0.68	0.60	0.20	0.36	0.40	–	0.17
Ba	1604.9	9.65	650.90	210.4	615.82	10	1604.9	234.2	257.7	869.2	3370.9	659.25
La	68.1	115.59	38.63	11.22	33.49	170.51	68.10	12.44	11.62	58.72	59.31	40.38
Ce	132.9	212.43	72.52	23.15	70.92	331.7	132.9	25.1	22.4	122.5	149.2	86.15
Pr	16.47	27.23	9.79	3.16	9.22	33.54	16.47	3.45	3.70	13.99	19.59	10.86
Nd	61.72	86.12	39.70	13.78	34.54	112.6	61.72	14.70	16.80	52.40	98.0	40.30
Sm	10.27	15.60	8.67	4.12	6.90	19.94	10.27	4.27	5.77	10.94	22.05	7.74
Eu	3.64	0.26	3.11	1.73	2.50	0.40	3.64	1.64	1.77	3.63	7.16	2.53
Gd	10.37	11.53	8.87	2.86	6.27	24.13	10.37	2.99	5.77	11.85	20.95	6.46
Tb	1.41	1.72	1.17	0.62	0.84	2.27	1.41	0.68	0.88	1.31	2.83	1.01
Dy	6.37	10.12	5.23	3.67	4.08	14.68	6.37	3.92	4.38	7.30	15.49	5.17
Ho	1.11	2.10	0.91	0.73	0.77	3.05	1.11	0.90	0.78	1.46	2.79	1.00
Er	3.42	5.44	2.34	1.71	1.71	8.05	3.42	1.90	2.29	3.61	6.86	2.36
Tm	0.59	0.84	0.35	0.23	0.23	1.16	0.59	0.25	0.38	0.51	0.85	0.35
Yb	3.12	4.78	1.85	1.52	1.40	7.58	3.12	1.77	1.86	3.76	4.52	2.09
Lu	0.45	0.73	0.23	0.22	0.23	1.14	0.45	0.25	0.28	0.53	0.60	0.35
Hf	11.15	20.96	6.34	2.37	3.76	29.10	11.15	2.57	2.91	7.05	2.62	4.10
Ta	–	6.21	–	1.36	1.44	11.59	3.40	1.36	–	3.63	3.95	1.64
W	–	6.76	–	1.37	0.62	0.93	–	0.69	–	1.79	37.31	1.01
Tl	–	0.37	–	0.04	0.03	0.29	–	0.03	–	0.38	15.7	0.03
Pb	–	17.76	14.50	1.99	3.32	28.64	11.78	1.92	18.2	6.97	17.38	4.06
Th	–	27.57	4.34	2.08	3.81	40.5	8.40	2.56	1.53	9.20	4.53	5.11
U	–	5.50	0.73	0.29	0.38	7.58	2.06	0.40	0.23	1.60	0.83	1.01

Примечание. Петрогенные оксиды определены в ДВГИ ДВО РАН (аналитик Л.И. Алексеева); микроэлементы – в СибГЕОХИ (Иркутск) на JCP-MS (аналитики Г.П. Сандиминова, Е.В. Смирнова). Номера образцов соответствуют таковым в табл. 1.

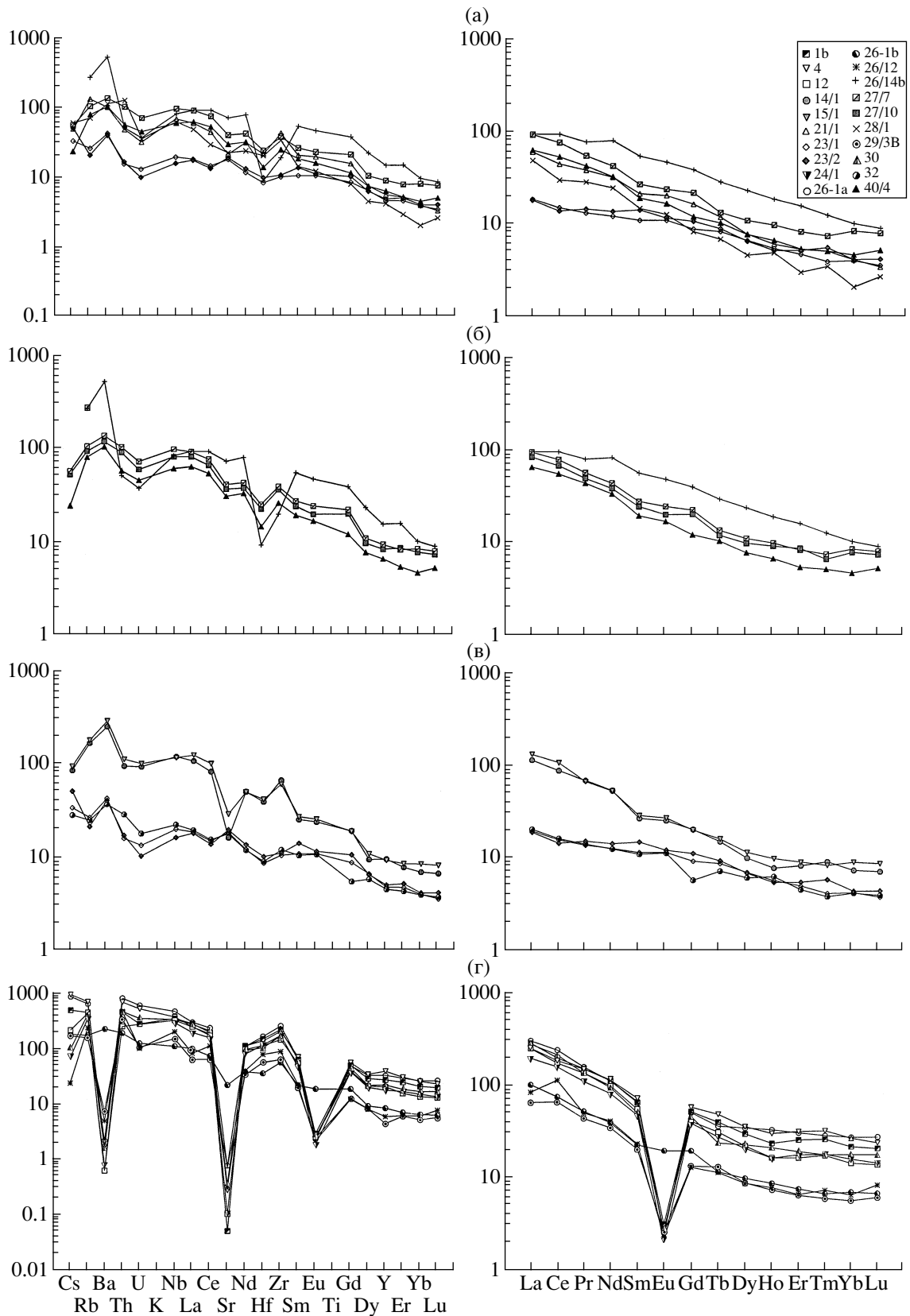


Рис. 2. Спайдердиаграммы микроэлементов нормированных к примитивной мантии [12] (номера проб соответствуют табл. 2): а – базальты вулкана Пектусан ; б – щелочные базальты щитового вулкана (нижний комплекс); в – субщелочные базальты и трахиты щитового вулкана (верхний комплекс); г – щелочно-салические породы (игнимбриты, пемзы, пеплы и др.) этапов: формирование конуса, кальдерного и просткальдерного извержений.

Таблица 3. Отношение несовместимых элементов в базальтоидах вулкана Пектусан и мантийных резервуарах

M ₁ /M ₂	Образец													
	40/4	26/14б	27/7	7/10	32	23/1	23/2	40/3	21/1	28/19а	28/1	PM	MORB	OiB
Rb/Sr	0.08	0.11	0.08	0.07	0.04	0.04	0.03	0.05	0.18	0.02	0.09	0.030	0.006	0.047
Sm/Nd	0.20	0.22	0.21	0.21	0.29	0.30	0.34	0.20	0.22	0.30	0.20	0.325	0.360	0.260
U/Pb	0.25	0.05	0.23	0.23	0.21	0.08	0.01	0.11	0.05	0.15	0.14	0.296	0.157	0.319
Th/U	5.06	5.46	5.75	6.13	6.40	4.47	6.65	10.03	5.94	7.17	14.11	4.0	2.6	3.9
Nb/Y	1.54	0.89	1.76	1.60	0.79	0.13	0.53	1.78	1.99	0.09	2.51	0.16	0.83	1.7
Ta/Yb	0.78	0.87	0.97	0.90	0.77	0.44	–	1.03	–	0.89	2.17	0.083	0.043	1.3
Ba/Nb	16.61	61.72	13.55	14.07	15.99	18.47	23.86	17.74	14.18	17.50	17.49	98	2.7	7.3
La/Nb	1.02	1.09	0.92	0.97	0.85	0.90	1.08	0.96	0.84	0.93	0.75	0.97	1.07	0.77
Ba/La	16.33	56.84	14.80	14.54	18.83	22.81	22.18	18.39	16.84	18.75	23.22	10.1	2.5	9.5
Ba/Th	129.01	744.13	94.48	93.59	91.48	190.28	168.43	161.63	149.98	101.15	63.62	82.0	53.0	88.0
Rb/La	1.12	2.60	1.00	1.00	1.10	1.22	1.06	1.05	1.94	0.93	1.28	0.91	0.22	0.84
Ce/Pb	0.38	–	–	–	13.07	6.39	1.23	0.42	5.00	11.63	8.67	25.4	25.0	25.0
(La/Yb) _n	14.87	5.10	12.60	13.49	10.51	9.91	9.34	15.09	31.23	11.04	4.83	1.0	0.55	11.6

неодима. (табл. 1), особенно в эксплозиях игнимбригов 95 тыс. лет назад и другие.

Данные по изотопии кислорода [7] показывают, что величины $\delta^{18}\text{O}$ остаются на уровне мантийных меток, но несколько снижаются в наиболее кремнекислых салических пеплах катастрофических эксплозивных извержений (5.0 и 5.1 969 г. и 1903 г. соответственно), а также эксплозий игнимбригов, т.е. в продуктах, извержения которых сопровождаются высокой газонасыщенностью.

Можно предположить, что высокое содержание флюидов, особенно H_2O , Cl и F является одним из факторов дифференциации расплава (ликвации) и провоцирования эксплозивной фазы извержений. Как установлено ранее [3] и нами, высокая концентрация газов отмечается в коендитах, пантеллеритах и риолитах циклов катастрофических извержений вулкана Пектусан.

В заключение следует подчеркнуть, что выявленная гетерогенность мантийных источников в базальтоидах вулкана Пектусан не является необычной для магматических проявлений Дальнего Востока и отмечается для извержений базанитов, лейцититов и других калиевых вулканов (Удалянчи, Келуо, Болонь и др.), связанных с Восточно-Азиатским суперплюмом в виде вулканических проявлений уже в позднем мезозое, но наиболее активная фаза вулканизма была в позднем миоцене, позднем плейстоцене и голоцене [9, 1, 7, 10 и др.). Проявление мантийных неоднород-

ностей характерно не только для океанических, но и континентальных суперплюмов [11].

Работа выполнена при поддержке Президиума РАН по программе № 16, Президиума ДВО (ДВО–РФФИ, проект № 06–1–П16–065 и ДВО, проект 06–05–9611 и договора ЗП16 – 2007).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 338 с.
2. Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N. et al. // J. Petrol. 1995. V. 36. № 5. P. 1275–1303.
3. Horn S., Schmincke H.-U. // Bull. Volcanol. 2000. V. 61. P. 537–555.
4. Razjigaeva N.G. // Volcanol. Sci. 1990. V. 10. P. 659–664.
5. Геология Кореи / Под ред. Пэк Рен Чжун, Кан Хен Габ, Ким Чу Рер и др. Пхеньян: Изд-во книг на иностр. яз., 1993. 663 с.
6. Wei H., Sparks R.S.J., Lu R. et al. // J. Asian Earth Sci. 2003. V. 21. P. 515–526.
7. Сахно В.Г. // ДАН. 2007. Т. 412. № 2. С. 226–233.
8. Hofmann A.W. // Nature. 1997. V. 385. P. 219–229.
9. Грачев А.Ф. // Физика Земли. 2000. № 4. С. 3–37.
10. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
11. Козарко Л.Н., Лебедев В.А., Левский Л.К. // ДАН. 2007. Т. 412. № 2. С. 240–243.
12. Wood D.A. // J. Geol. 1979. № 3. P. 499–503.