

**ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПОЗДНЕМЕЛОВОГО И ПАЛЕОГЕНОВОГО
ИГНИМБРИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ**

А.В. Гребенников, В.К. Попов

*ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159,
г. Владивосток, 690022; e-mail: greandr@hotmail.com*

Поступила в редакцию 19 февраля 2013 г.

Рассмотрены особенности химического и микроэлементного состава позднемеловых и раннепалеогеновых игнимбритовых комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Турон-кампанские эффузивные образования приморской серии слагают линейную структуру Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Они представлены кристаллонасыщенными платоигнимбритами риолитов, риодацитов и дацитов S-типа, сформированными в результате трещинных извержений кислых магм. Маастрихт-палеоценовые эффузивы выполняют изолированные вулcano-тектонические структуры депрессионного и кальдерного типов, структурно и пространственно не связанные с вулканическим поясом. Для этого периода характерен вулканизм бимодального типа. Вулканические породы самаргинского, дорофеевского и северянского комплексов представлены лавами и пирокластическими породами базальт-андезит-дацитового состава, а левособолевского и сияновского – туфами и игнимбритами дацит-риолитового состава. Петрогеохимический состав кислых эффузивов еще близок составу платоигнимбритов S-типа приморской серии. Палеоцен-раннеэоценовые кислые эффузивы богопольского комплекса выполняют кальдеры обрушения и представлены туфами и игнимбритами дацитов и риолитов S- и А-типов. Извержения высокожелезистых гиапоигнимбритов А-типа происходили в завершающие этапы палеогенового вулканизма (богопольский комплекс). В магматических породах отчетливо выражены минералогические и геохимические признаки взаимодействия коровых магм с обогащенным материалом подлитосферной мантии. Показано, что выявленные различия в минералого-геохимическом составе игнимбритовых комплексов являются индикаторами изменения геодинамического режима активной континентальной окраины Азии на рубеже мезозоя-кайнозоя.

Ключевые слова: платоигнимбриты, гиапоигнимбриты, геохимия, S- и А-типы гранитоидов, геотектонические условия проявления вулканизма, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Эксплозивные извержения кислых магм, приводящие к образованию своеобразных лаво- и пирокластических пород – игнимбритов и ассоциирующих с ними в различной степени спекшихся туфов, отражают особенности проявления древнего и современного вулканизма островных дуг, активных континентальных окраин и зон внутриконтинентального вулканизма. В настоящее время выделяется два типа игнимбритов. Первый тип представлен большеобъемными платоигнимбритами, выполняющими крупные вулcano-тектонические структуры (ВТС). Для таких провинций предложена аббревиатура SLIP (Silicic Large Igneous Provinces), как частный случай LIP (Large Igneous Provinces) – крупных базальтовых провинций

внутриплитного типа, но, в отличие от последних, связанных с субдукционными геодинамическими обстановками андийского типа [34]. Ко второму типу относятся малообъемные игнимбриты кальдерного типа, формирование которых часто происходит в результате обрушения кровли в зону магмогенерации близповерхностного магматического очага [50]. Они проявлены в островных дугах, активных континентальных окраинах, континентальных рифтах и океанических островах – зонах, отражающих различные геодинамические обстановки.

В пределах континентальной окраины Азиатского континента в позднемеловое время (турон–кампан) был сформирован уникальный в мире по своей протяженности Восточно-Азиатский вулканический пояс андийского типа. В результате большеобъемных

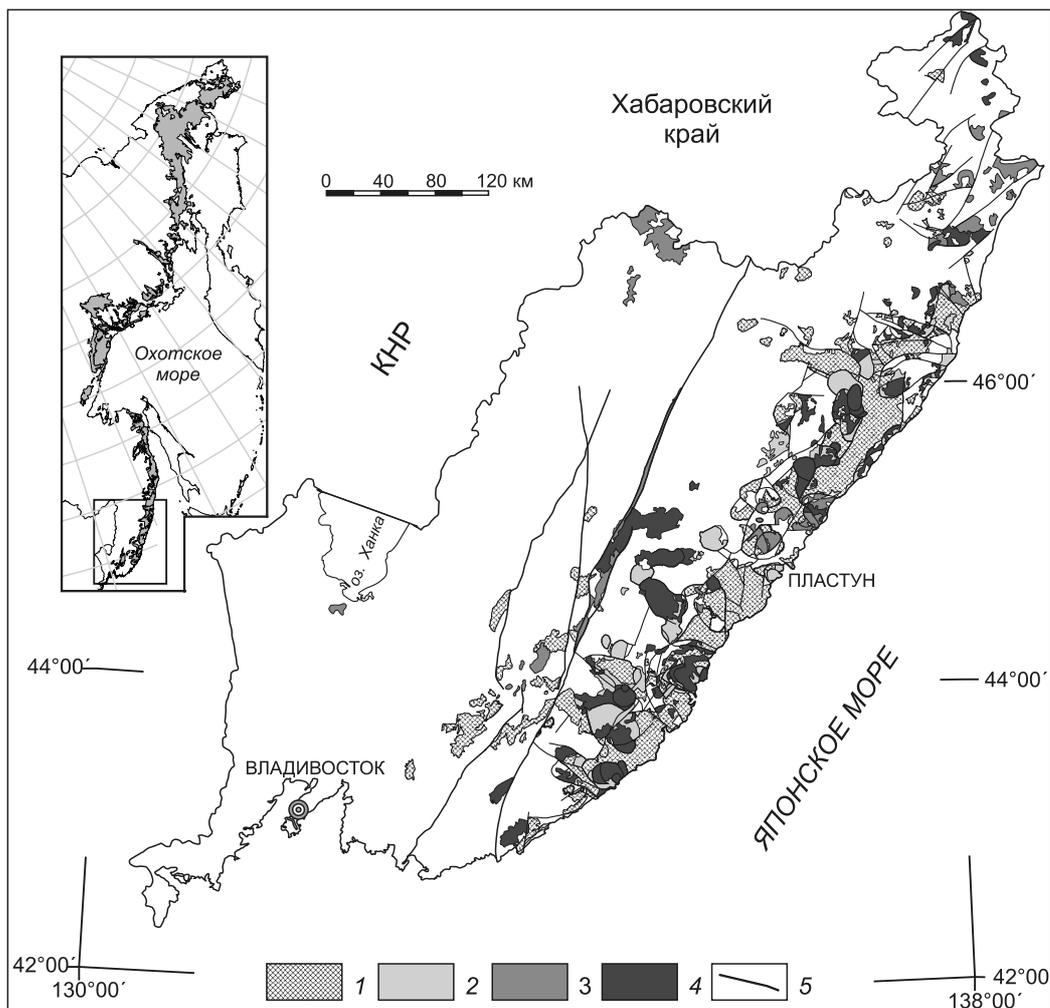


Рис. 1. Схема распространения позднемеловых и раннепалеогеновых игнимбритов на территории Приморья (ДВ России).

1–2 – основные поля турон-кампанских платоигнимбритов приморской серии (1) и кампан-маастрихтских кальдерных игнимбритов сияновского и левособелевского комплексов (2); 3 – районы развития кампан-маастрихтской базальт-дацитовая серии самаргинского, дорофеевского и северянского комплексов; 4 – поля раннепалеогеновых игнимбритов богопольского комплекса; 5 – основные разломы. На врезке, составленной по [12], показаны ареалы проявления мел-палеогенового игнимбритового вулканизма на Дальнем Востоке России.

трещинных извержений кислых магм образовался гигантский по объему покров платоигнимбритов, соответствующий SLIP типу магматических провинций. Более молодые (маастрихт–палеоцен) «кальдерные» игнимбриты активной континентальной окраины Азии уже не связаны с поясовыми эффузивами. Они отражают стадию ареального вулканизма, распространяющегося далеко за пределы линейной структуры вулканогена. Подобные типы игнимбритов развиты и на территории Восточного Сихотэ-Алиня (рис. 1). Позднемеловые (турон-кампанские) игнимбриты приморской серии слагают основной объем эффузивных образований Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП), являющегося центральным

звеном Восточно-Азиатского линеамента. Породы серии характеризуются однородным составом, преобладанием кристаллонасыщенных «сваренных» туфов и игнимбритов риолитового состава, незначительными признаками стратификации и большими (до 1500 м) мощностями в разрезах. Эффузивные породы маастрихта–палеоцена выполняют вулcano-тектонические структуры депрессионного типа и слагают отдельные вулканические постройки как среди полей платоигнимбритов вулканического пояса, так и за его пределами. Для этого периода характерен бимодальный вулканизм. Продукты эксплозивного кислого вулканизма, выделенные в составе левособелевского и сияновского комплексов, представлены туфами и игнимбритами

дацит-риолитового состава, а самаргинского и дорфеевского комплексов – лавами и пирокластическими образованиями базальт-андезит-дацитового состава.

Палеоцен-эоценовые игнимбриды богопольского вулканического комплекса также выполняют кальдеры обрушения и отдельные вулканоструктуры депрессионного типа, контролируемые зонами сдвигов. В начальный этап вулканизма (даний) была сформирована стратифицированная толща, состоящая из туфов, игнимбритов и лавовых потоков риолитов и риодацитов, а в завершающие этапы (палеоцен-эоцен) – «пестрых» туфов, гиалоигнимбритов и экструзивно-лавовых тел дацит-риолитового состава. Последние часто сложены вулканическими стеклами.

Более чем полувековая история изучения игнимбридов Восточного Сихотэ-Алиня берет свое начало с работ М.А. Фаворской, В.О. Соловьева, Е.В. Быковской, Н.С. Подгорной, М.Г. Руб, Г.П. Воляровича, И.И. Берсенева и др., которые в начале второй половины прошлого столетия впервые провели изучение геологического строения и состава позднемеловых туфов и игнимбридов ольгинской (ныне приморской) серии, сияновской и богопольской свит. В результате проведенных исследований были установлены основные закономерности мезозойско-кайнозойского вулканизма Дальнего Востока, выявлена позиция и особенности химического состава игнимбридов различных вулканических зон Дальнего Востока [28, 32, 35, 36 и др.]. В этот период Н.С. Шатским [33] был выделен, и впоследствии детально изучен Е.В. Быковской [5], Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс.

В 70–80-е годы, в процессе детальных геологосъемочных и тематических работ на территории Восточного Сихотэ-Алиня (В.В. Ветренников, Ф.И. Ростовский, В.А. Михайлов, В.И. Рыбалко, А.В. Олейников, Г.Л. Амельченко, А.П. Матюнин, И.Н. Говоров, Ф.Г. Федчин, Г.М. Фремд, В.Г. Сахно, В.А. Баскина, А.М. Курчавов, В.П. Симаненко, Л.Г. Филимонова, Г.Б. Левашев и др.) был сделан значительный прорыв в изучении вещественного состава вулканических пород. Результаты вулканологических исследований были обобщены и опубликованы в ряде монографий [3, 9, 10, 24, 37, 38].

В конце восьмидесятых – начале девяностых годов прошлого века Г.Б. Левашевым с соавторами [18] было предпринято изучение геохимии вулканических пород Приморья, включая позднемеловые и раннепалеогеновые игнимбриды Восточного Сихотэ-Алиня, и сделана попытка интерпретации магматизма Сихотэ-Алинской складчатой области с позиции плитовой тектоники. Это направление получило дальнейшее развитие в исследованиях А.И. Ханчука с соавторами

[12, 39], направленных на изучение геодинамических обстановок проявления мезозойско-кайнозойского магматизма Восточного Сихотэ-Алиня.

В последнее десятилетие в результате изотопно-геохимических исследований были получены новые данные по абсолютному возрасту вулканических пород, позволившие детально обосновать временные рубежи проявления вулканизма в этом регионе [1, 27, 30, 31, 56 и др.]. В это время были начаты работы по геохимическому изучению вещественного состава мезозойско-кайнозойских вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня с целью проведения палеотектонических реконструкций развития континентальной окраины Азии [21, 23, 31, 39, 40 и др.]. При этом основное внимание уделялось изучению базальтов как индикаторов глубинных (мантийных) процессов. Нами была предпринята попытка провести аналогичное изучение кислых вулканических пород [12, 15]. Полученные результаты показали, что химический состав кислых вулканических пород, сформированных в различных геодинамических обстановках (ранее выделенных на основе палеотектонических реконструкций и геохимического изучения базальтов), также имеет определенные отличия [12].

В данной статье, на основе полученных авторами новых данных, а также материалов других исследователей, приведены результаты сравнительного анализа вещественного состава позднемеловых и палеогеновых игнимбридов Восточного Сихотэ-Алиня, рассмотрены петрохимические критерии отличия выделенных типов игнимбридов и петрогенетические особенности игнимбритообразующих кислых расплавов, затронуты вопросы взаимосвязи вещественного состава игнимбридов с геодинамическим режимом и характером извержений кислых магм на рубеже мезозоя-кайнозоя. В работе используется геологическое понятие термина «игнимбриды» как сложного геологического тела, состоящего из спекшихся отложений пирокластических потоков, поскольку в районах современного вулканизма (например, на Камчатке) классические разрезы игнимбридовых покровов сложены в подошве и кровле рыхлым пемзовым материалом, а в центральной части – лавоподобным туфом (туфолавой). Переходная зона между ними сложена в различной степени спекшимися породами, часто содержащими линзовидные обломки вулканического стекла с расщепленными концами (фьямме), отвечающими петрографическому понятию этого термина [42].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение химического состава (силикатный химический анализ) проводилось в Дальневосточном

геологическом институте ДВО РАН по стандартным методикам. Определение микроэлементного состава пород – методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) в Институте геохимии СО РАН и нейтронно-активационным (NNA) методом в реакторном центре университета Миссури, г. Колумбия, США, по методике [48].

Для построения диаграмм использовались данные химического и микроэлементного состава эффузивных пород, полученные авторами при изучении позднемиоценовых и палеогеновых игнимбритовых комплексов из типовых разрезов Тернейско-Кемского и Зевско-Соболевского вулканических полей, Мартелевской (Солонцовской), Угловской, Якутинской, Богопольской, Брусилловской вулкано-тектонических структур. Кроме того, для петрохимических построений были использованы данные В.В. Ветренникова [9], А.М. Курчавова [17], В.А. Баскиной [3], В.А. Михайлова [24], В.Г. Сахно [29] и др., общей сложностью более 200 химических анализов. В выборку включались только кислые магматические породы, не подверженные наложенным вторичным изменениям. Составы были пересчитаны на сухой остаток и приведены к 100 %. Молекулярные количества рассчитывались по стандартным методикам [41].

Сделанный нами выбор за основу петрохимических параметров не случаен. Необходимо признать, что существующие геохимические классификации гранитных пород, основанные на различиях в концентрации рассеянных и редких элементов, не могут однозначно определить магматический источник или тектоническую позицию [45]. Это связано с тем, что рассеянные элементы в кислых расплавах, в отличие от основных магм, обычно являются некогерентными [43]. Такие элементы как REE, U, Th, и Zr главным образом входят в состав акцессорных минералов – апатит, циркон, сфен, ортит и монацит. Другие, включая Nb и Y, концентрируются в магнетите, ильмените и амфиболах. Содержание перечисленных элементов определяется условиями и интенсивными параметрами (фугитивность кислорода и воды) кристаллизации магмы. Коровая контаминация также имеет гораздо большее влияние на содержания рассеянных элементов в кислых (гранитных) расплавах по сравнению с петрогенными оксидами. Поэтому использование петрохимических параметров позволяет более надежно, на наш взгляд, установить устойчивые отличительные признаки вещественного (петрохимического) состава магматических пород магматических комплексов.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ИГНИМБРИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

Вулканические породы приморской серии (турон–кампан). В составе игнимбритов приморской серии преобладают туфы, игнимбриты, реже лавы, риодацитового и риолитового состава. Детальное описание разрезов и петрографический состав пород приведены в [9, 10, 24 и др.]. Возраст серии определяется как турон–кампанский многочисленными палеофлористическими находками [26] и геохронологическими датировками (90–82 млн лет) [17, 24]. Отличительными признаками являются серая с зеленоватыми оттенками окраска пород, высокая степень спекания (сваривания), массивная (сливная) текстура, наличие фьяммеподобных литокластов и высокое содержание (40–60 %) кристаллокластов кварца, плагиоклаза и хлоритизированных (иногда эпидотизированных) темноцветных минералов (биотита и амфибола). Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, реже цирконом и ортитом. Породы характеризуются кислым и умеренно кислым составом ($\text{SiO}_2 = 64\text{--}75$ мас. %), нормальной и повышенной щелочностью калиево-натриевого типа (табл. 1, рис. 2) и представлены плюмазитовыми и высокоглиноземистыми ($K_{\text{ант}} = 0.41\text{--}0.75$, $\text{ASI} = 1.08\text{--}1.86$) разновидностями с низкой и высокой железистостью ($f = 0.54\text{--}0.90$). На диаграмме ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$) – SiO_2 , по [45], точки состава эффузивных пород не обнаруживают принадлежности к единой петрохимической серии, варьируя от известковой до щелочно-известковой (рис. 3). Согласно диаграмме $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$, разработанной А. Миаширо [55] для вулканических пород островных дуг и активных континентальных окраин, игнимбриты приморской серии относятся к толеитовой и известково-щелочной сериям (рис. 4 а), соответствующих по классификации Б. Фроста [45] железистому и магнезиальному типам магматических пород (рис. 4 б). Согласно модифицированной диаграмме Дж. Маеды [53]: $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, игнимбриты приморской серии относятся к S-типу гранитоидов (рис. 5). На диаграммах Дж. Пирса и С.Д. Великославинского [8] (рис. 6) игнимбриты комплекса располагаются в полях островодужных и орогенных (коллизийных) образований. По петрохимическим характеристикам эффузивы приморской серии близки позднемиоценовым гранитоидам прибрежной зоны [4, 6, 7].

Редкие и редкоземельные элементы в игнимбритах приморской серии (табл. 2), нормированные к составу верхней коры, характеризуются слабо

Таблица 1. Химический состав (мас.%) типовых образцов вулканических пород приморского комплекса.

	P-241/1	P-241/4	P-241/5	P-29/1	P-318/5	P-321/3	P-326/14	P-326/11	P-326/8	P-326/2	P-324/4	P-324/5	P-302/1	Mikh-4	Mikh-5	Mikh-7	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	69.30	75.00	73.80	76.16	78.30	77.70	70.83	72.29	73.20	72.90	71.96	68.66	68.55	75.89	73.20	70.65	68.43
TiO ₂	0.41	0.05	0.12	0.25	0.23	0.44	0.22	0.49	0.25	0.27	0.25	0.34	0.65	0.18	0.23	0.25	0.66
Al ₂ O ₃	17.61	14.07	14.60	12.93	12.03	11.10	14.87	14.35	14.03	14.18	14.25	15.85	14.83	12.35	13.65	14.15	15.54
Fe ₂ O ₃	0.96	0.77	1.02	1.21	0.43	0.54	1.43	1.15	1.45	1.47	1.77	1.66	4.28	1.09	1.34	1.47	1.81
FeO	1.20	0.86	0.90	1.27	0.65	0.71	0.54	0.55	0.68	0.61	0.12	0.31	0.64	1.13	1.79	2.36	1.38
MnO	0.06	0.05	0.07	0.06	0.02	0.02	0.04	0.07	0.07	0.07	0.03	0.05	0.15	0.08	0.08	0.08	0.06
MgO	0.40	0.30	0.60	0.81	0.21	1.02	0.50	0.93	0.75	0.70	0.97	0.53	1.00	0.73	0.35	0.51	0.41
CaO	3.21	1.26	1.77	0.28	1.38	0.34	1.81	1.86	1.33	1.97	0.60	1.04	2.25	0.87	1.32	1.70	1.36
Na ₂ O	3.40	2.60	3.06	2.03	2.54	1.42	4.22	3.50	3.75	4.00	3.92	2.49	3.70	2.46	3.00	3.34	3.80
K ₂ O	1.52	2.97	2.98	2.87	2.86	5.07	3.02	2.80	2.75	2.75	3.57	7.24	2.25	3.81	4.14	3.76	4.52
P ₂ O ₅	0.24	0.05	0.10	0.13	0.08	0.00	0.08	0.08	0.08	0.08	0.04	0.05	0.20	0.05	0.02	0.06	0.04
H ₂ O ⁻	0.26	0.40	0.17	0.12	0.30	0.17	0.21	-	0.79	0.75	0.76	0.50	0.89	0.53	-	-	-
П.п.п.	0.74	1.40	0.43	1.66	0.63	1.10	1.83	1.87	0.65	0.40	1.37	1.01	1.00	0.46	1.14	1.24	1.66
Сумма	99.31	99.78	99.62	99.78	99.66	99.63	99.60	99.94	99.78	100.15	99.61	99.73	100.39	99.63	100.26	99.57	99.67
ASI	1.35	1.44	1.27	1.86	1.23	1.32	1.10	1.18	1.21	1.08	1.25	1.15	1.18	1.27	1.16	1.12	1.14
K _{arr}	0.41	0.53	0.57	0.50	0.60	0.70	0.69	0.61	0.65	0.67	0.72	0.75	0.57	0.66	0.69	0.68	0.72
f	0.84	0.84	0.75	0.74	0.83	0.54	0.79	0.63	0.73	0.73	0.64	0.77	0.82	0.74	0.90	0.88	0.88
Na ₂ O/K ₂ O	2.24	0.88	1.03	0.71	0.89	0.28	1.40	1.25	1.36	1.45	1.10	0.34	1.64	0.65	0.72	0.89	0.84

Таблица 1 (продолжение). Химический состав (мас.%) типовых образцов вулканических пород сияновского, каменского и левособольевского комплексов.

	AV-26/1	AV-15/2	M-11	M-22	Mikh-19	Mikh-20	Mikh-21	Mikh-22	Mikh-23	Mikh-24	Mikh-25	Mikh-26	Ls-1	Ls-2	Ls-3	Ls-4	Ls-5
	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO ₂	71.67	69.64	69.25	67.42	66.66	67.01	68.19	72.13	67.65	69.75	73.36	69.92	73.19	70.36	69.71	65.16	70.79
TiO ₂	0.25	0.22	0.50	0.36	0.61	0.50	0.43	0.31	0.45	0.40	0.32	0.37	0.39	0.29	0.39	0.62	0.31
Al ₂ O ₃	13.88	12.74	15.73	15.03	15.60	15.20	15.10	13.73	16.45	14.20	13.40	13.87	12.48	14.71	15.79	15.67	14.95
Fe ₂ O ₃	2.55	1.23	1.76	2.01	4.99	2.10	2.03	0.91	1.52	1.96	2.27	1.16	1.19	1.54	1.70	2.01	1.23
FeO	0.77	1.22	1.78	1.52	2.37	1.33	1.44	1.62	2.65	2.10	1.32	2.33	1.13	1.28	1.13	2.01	1.32
MnO	0.06	0.03	0.10	0.09	0.17	0.13	0.11	0.09	0.10	0.04	0.07	0.07	0.08	0.07	0.11	0.09	0.08
MgO	0.89	0.23	0.64	0.81	1.00	1.61	0.77	0.52	1.10	1.33	0.50	0.92	0.67	0.87	0.71	1.81	0.74
CaO	0.79	2.20	1.16	2.30	1.54	1.79	2.04	1.13	2.94	1.75	0.36	1.72	0.90	1.95	1.21	2.99	1.42
Na ₂ O	4.36	3.38	3.27	3.75	3.11	3.92	3.87	3.41	3.82	3.92	3.30	3.31	3.62	3.49	4.27	3.85	3.85
K ₂ O	4.18	3.40	4.07	3.26	3.37	3.25	3.26	4.39	2.71	3.37	3.84	3.87	3.98	4.16	3.30	2.99	3.51
P ₂ O ₅	0.07	0.10	0.09	0.15	0.47	0.15	0.12	0.07	0.09	0.06	0.02	0.86	0.05	0.13	0.10	0.18	0.09
H ₂ O ⁻	0.50	1.09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	0.21	4.32	1.36	2.98	1.08	2.45	2.42	1.56	1.30	0.94	1.36	2.65	-	-	-	-	-
Сумма	100.18	99.80	99.71	99.68	100.97	99.44	99.78	99.87	100.78	99.82	100.12	101.05	97.68	98.85	98.42	97.38	98.29
ASI	1.06	0.96	1.32	1.08	1.35	1.15	1.11	1.11	1.13	1.07	1.31	1.09	1.05	1.07	1.23	1.04	1.18
K _{arr}	0.84	0.73	0.62	0.64	0.56	0.66	0.66	0.75	0.56	0.71	0.72	0.69	0.82	0.70	0.67	0.61	0.68
f	0.77	0.91	0.84	0.80	0.87	0.67	0.81	0.82	0.79	0.74	0.87	0.79	0.77	0.75	0.79	0.68	0.77
Na ₂ O/K ₂ O	1.04	0.99	0.80	1.15	0.92	1.21	1.19	0.78	1.41	1.16	0.86	0.86	0.91	0.84	1.29	1.29	1.10

Таблица 1 (окончание). Химический состав (мас.%) типовых образцов вулканических пород боготольского комплекса.

	AV-60	AV-23/2	AV-60/1	AV-23/3	AV-23/7	AV-23/10	AV-23/4	AV-25/1	AV-24	AV-24/1	AV-24/5	P-234	P-234/1	PI-404/3	PI-406/2	PI-406/6	PI-406/8
	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51
SiO ₂	71.76	72.47	74.35	72.47	71.56	72.55	75.83	76.80	71.45	72.55	77.68	72.48	76.63	72.31	73.23	73.13	70.40
TiO ₂	0.26	0.08	0.10	0.28	0.18	0.19	0.12	0.05	0.07	0.10	0.09	0.27	0.28	0.10	0.12	0.11	0.17
Al ₂ O ₃	13.72	12.41	12.26	13.87	13.64	14.13	12.63	11.53	12.55	12.24	12.60	14.38	12.29	11.94	12.07	11.98	12.05
Fe ₂ O ₃	0.43	-	0.23	0.29	0.10	1.31	0.54	0.44	0.10	1.01	-	1.00	1.21	0.91	1.16	0.95	1.32
FeO	2.18	1.24	1.17	1.91	1.42	0.64	0.95	0.26	0.48	0.15	0.45	0.62	0.73	0.50	0.10	0.54	0.08
MnO	0.06	0.03	0.02	0.05	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00	0.06	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03
MgO	0.24	0.06	0.03	0.23	0.18	0.21	0.15	0.14	0.05	0.04	0.05	0.27	0.00	0.10	0.14	0.12	0.10
CaO	1.49	0.42	0.57	1.21	0.97	0.84	0.59	0.30	0.66	0.74	0.16	0.88	1.00	0.65	1.19	0.54	0.87
Na ₂ O	3.94	4.38	4.61	3.47	3.82	3.34	3.30	4.84	4.44	4.05	2.97	4.19	2.66	4.49	3.61	4.07	3.95
K ₂ O	4.37	3.96	3.60	4.37	3.97	4.53	5.19	4.43	2.33	2.18	4.85	4.42	4.40	2.40	3.37	3.26	2.80
P ₂ O ₅	0.06	0.00	0.00	0.07	0.03	0.02	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.03	0.05	0.05	0.05
H ₂ O ⁺	н.а.	0.33	н.а.	0.30	0.40	0.30	0.00	0.17	1.51	1.83	0.10	0.11	0.11	1.02	0.31	0.57	2.70
П.п.п.	н.а.	4.29	н.а.	2.21	3.29	1.64	0.70	0.48	5.97	4.89	0.72	1.12	0.87	5.50	4.78	4.76	5.94
Сумма	98.51	99.67	96.94	100.73	99.60	99.72	100.04	99.51	99.63	99.79	99.67	99.86	100.27	99.98	100.15	100.11	100.46
ASI	0.99	1.01	0.98	1.10	1.11	1.19	1.04	0.87	1.14	1.18	1.21	1.08	1.12	1.07	1.03	1.07	1.08
K _{ант}	0.82	0.93	0.94	0.75	0.78	0.74	0.87	1.11	0.78	0.74	0.80	0.81	0.74	0.84	0.79	0.85	0.79
f	0.91	0.95	0.98	0.90	0.89	0.90	0.91	0.82	0.92	0.96	0.90	0.85	1.00	0.93	0.89	0.92	0.93
Na ₂ O/K ₂ O	0.90	1.11	1.28	0.79	0.96	0.74	0.64	1.09	1.91	1.86	0.61	0.95	0.60	1.87	1.07	1.25	1.41

Примечание: 1–17 – приморский комплекс. 1–3 – туф риолита, Тернейско-Кемское вулканическое поле, разрез на левобережье р. Кема; 4 – туф риолита, Зевско-Соболевское вулканическое поле, водораздел рр. Панькова–Соболевка; 5–6 – туф риолита, Угловская ВТС; 7–9 – иттибрииты риодацитов и риолитов, Широкопадненская ВТС, береговые разрезы к югу от устья р. Зеркальной; 10 – туф риолита, там же; 11 – туф риолита, устье р. Зеркальной; 12 – риодацит, дайка, там же; 13 – риодацит, экстрезив, Широкопадненская вулканическая структура, береговые разрезы к югу от устья р. Зеркальной; 14 – иттибриит риодацита, устье р. Зеркальной; 15 – средний состав (из 10) туфов и иттибриитов риолитов, Шегунская ВТС, по [24]; 16 – средний состав (из 22) туфов и иттибриитов риолитов, Кисенская ВТС, по [24]; 17 – средний состав (из 4) туфов (?) дацитов, Единкинская ВТС, по [24]; 18–25 – сияновский комплекс. 18–19 – туфы риодацитов, Якутинская ВТС; 20 – средний состав (из 2) туфов риолитов, г. Брусничная, по [24]; 21 – средний состав (из 7) туфов и иттибриитов риолитов, Кюмская ВТС, по [24]; 22–25 – средний состав (из 7) туфов и иттибриитов дацитов и риодацитов, Базовская ВТС, по [24]; 26–29 – камеский комплекс. 26 – средний состав (из 4) иттибриитов, Озерковская ВТС, по [24]; 27–28 – средние составы риодацитов (12) и их туфов (5), Бринеровская ВТС, по [24]; 29 – средний состав (из 11) туфов риодацитов, Дальнегорская ВТС, по [24]; 30–34 – левособолевский комплекс. Кальдерные вулканические структуры Зевско-Соболевского вулканического поля: туфы риолитов; 31 – лавы риодацитов; 32 – иттибрииты риодацитов; 33 – туфы дацитов; 34 – экстрезивные риодациты. Данные Г.Л. Амельченко (1978 г.). 35–51 – боготольский комплекс. 35–41 – иттибриит, Якутинская ВТС; 42 – риолит-порфир, дайка, Якутинская ВТС; 43–44 – перлит, г. Нежданка; 45 – сферолитовый риолит, г. Нежданка; 46–47 – туфы и иттибрииты риолитов, левобережье р. Белембе (Таежная); 48 – перлит, Боготольское месторождение; 49 – перлит, падь Прамая; 50–51 – перлит, падь Боготольская Тропа. Прочерк – не обнаружено. Анализ выполнен в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН стандартным химическим методом. ASI = Al/(Ca-1.67×P+Na+K), мол. кол-во; K_{ант} = (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃, мол. кол-во; f = Fe_{оит}/Fe_{оит}+MgO, мас. %, Na₂O/K₂O – мас. %.

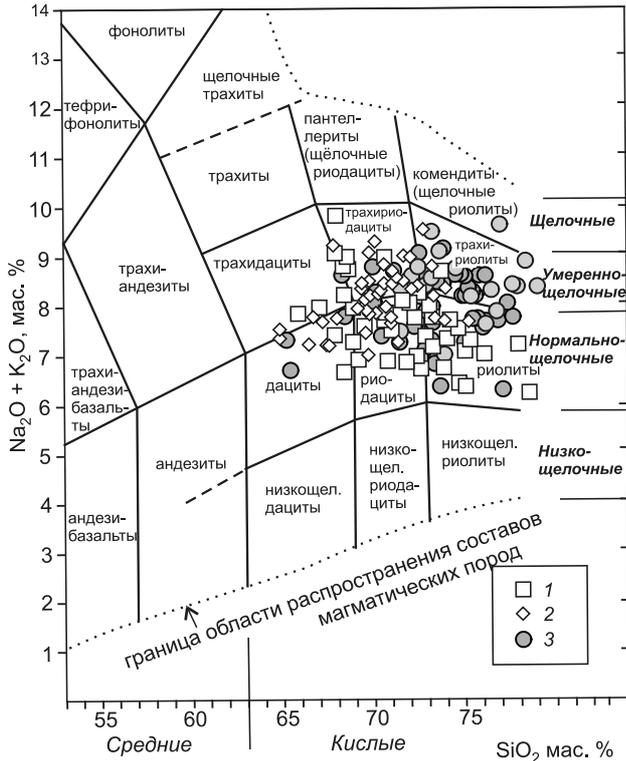


Рис. 2. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (мас. %) для химической классификации магматических (вулканических) горных пород.

1 – кристаллоигнимбриты приморской серии; 2 – туфы и игнимбриты сияновского и левособольевского комплексов; 3 – игнимбриты и вулканические стекла богопольского комплекса.

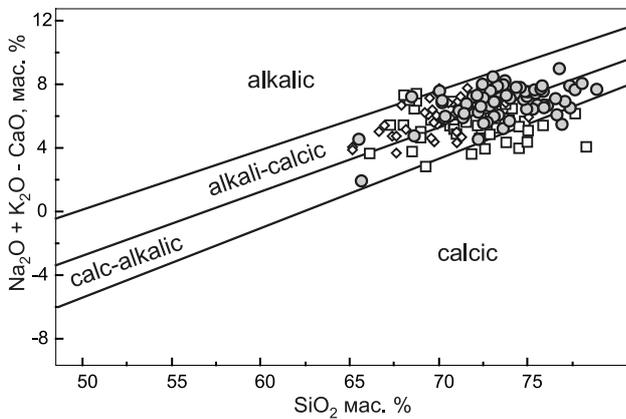


Рис. 3. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (мас. %) с полями щелочных (alkalic), щелочно-известковых (alkali-calcic), известково-щелочных (calc-alkalic) и известковых (calcic) серий пород согласно [45].

Условные обозначения приведены на рис. 2.

фракционированным распределением (рис. 7). При этом отношения La_N/Yb_N варьируют от 5.7 до 6.7, а Eu/Eu^* – от 0.5 до 1.0. На мультиэлементных спектрах, нормированных относительно состава нижней коры, отчетливо выражены отрицательные аномалии

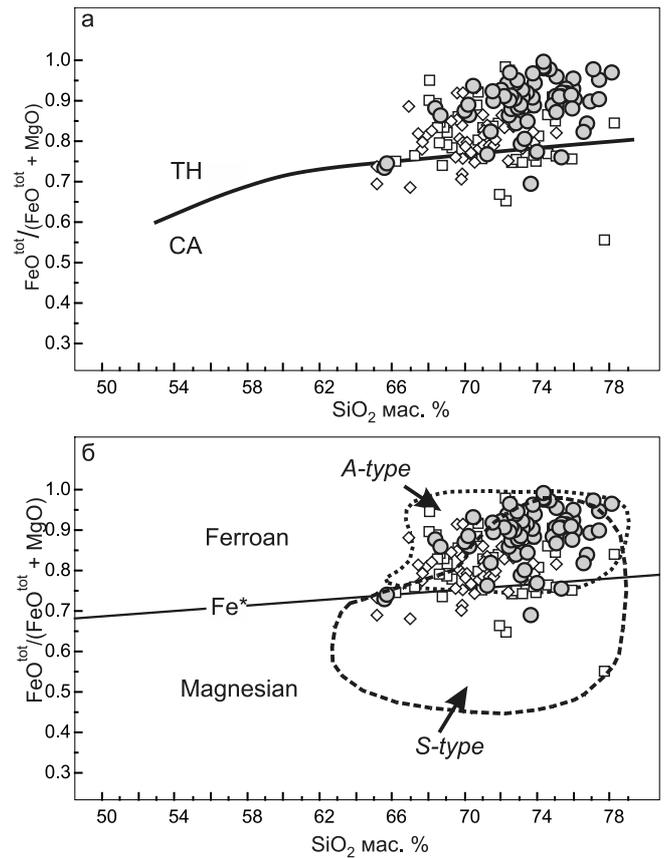


Рис. 4. Диаграмма $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (мас. %) с полями А- и S-типов гранитов [45].

а – сплошная линия показывает границу известково-щелочных (CA) и толеитовых (TH) серий, по [55]; б – сплошная линия показывает границу между железистыми (ferroan) и магниальными (magnesian) типами гранитоидов. Условные обозначения приведены на рис. 2.

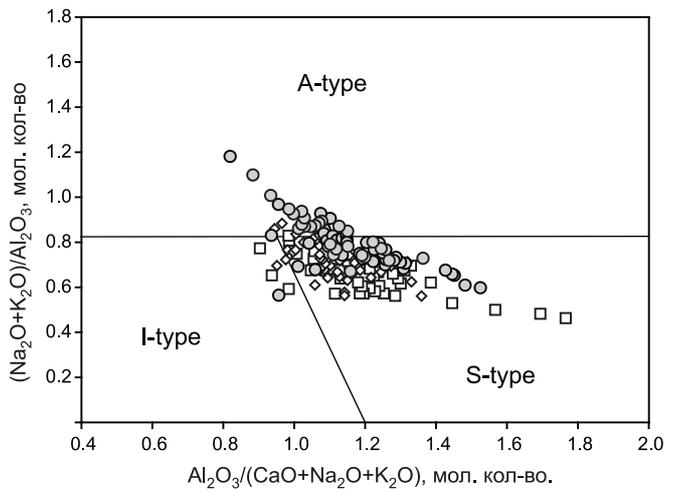


Рис. 5. Диаграмма $A/(C+N+K) - (N+K)/A$ (мол. кол-во) [53].

Условные обозначения приведены на рис. 2.

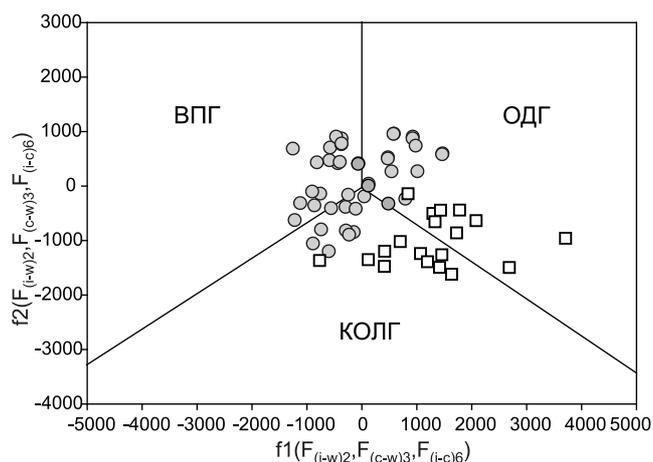


Рис. 6. Диаграмма $f1_{(F_{(i-w)2}, F_{(c-w)3}, F_{(i-c)6})} - f2_{(F_{(i-w)2}, F_{(c-w)3}, F_{(i-c)6})}$ с полями внутрилитных (ВПГ), коллизионных (КОЛГ) и субдукционных гранитоидов (ОДГ) [8].

Условные обозначения приведены на рис. 2.

Ba, Nb-Ta, Sr, Ti, а в спектре редкоземельных элементов – Eu (рис. 7).

Вулканические породы сияновского и левособолевского комплексов (маастрихт–палеоцен) представлены спекшими туфами, игнимбритами дацитов и риодацитов. В разрезах отмечаются отдельные горизонты лав андезитов, дацитов и риолитов. Кислые лавы часто представлены флюидальными и сферолитовыми разновидностями, содержащими редкие вкрапленники кварца и кислого плагиоклаза. В туфах отмечается небольшое количество (10–15 %) кристаллокластов кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита и роговой обманки. Акцессорные минералы представлены ильменитом, цирконом, анатазом, сфеном, муассанитом [24]. Породы характеризуются умеренно кислым составом ($SiO_2 = 67–71$ мас. %), нормальной и повышенной щелочностью калиево-натриевого типа (табл. 1, рис. 2) и представлены плюмазитовыми, умеренноглиноземистыми, реже высокоглиноземистыми разновидностями ($K_{\text{атп}} = 0.56–0.84$, $ASI = 0.96–1.33$) с низкой и высокой железистостью ($f = 0.67–0.91$). На диаграмме $(Na_2O + K_2O - CaO) - SiO_2$ точки состава эффузивных пород располагаются в полях известково-щелочной, щелочно-известковой, частично известковой серий (рис. 3). Игнимбриты левособолевского и сияновского комплексов относятся к толеитовой, реже к известково-щелочной сериям по критерию А. Миаширо [55] (рис. 4 а), или, соответственно, железистой и магниальной сериям по классификации Б. Фроста [45] (рис. 4 б). На диаграмме Дж. Маеды игнимбриты сияновского и левособолевского комплексов также относятся к S-типу гранитоидов (рис. 5) и лишь отдельные образцы соответствуют I и A-типу.

Вулканические породы богопольского комплекса (палеоцен–ранний эоцен) имеют ряд отличительных черт, проявленных в их фациальном и петрографическом составе. Эти признаки используются как маркеры при изучении «немых» разрезов. К ним относятся: присутствие в разрезах неизмененных вулканических стекол (перлитов), гиалоигнимбритов с классическим типом фьямме, своеобразных пестроокрашенных (от светло-зеленоватых до пепельно-коричневых тонов) пепловых туфов и литокристаллокластических туфов биотитовых риолитов. В южной части Сихотэ-Алиня геологи выделяют два типа разрезов богопольской свиты [22]. К первому относятся разрезы, состоящие из горизонтов биотитсодержащих туфов и игнимбритов риолитов и пепловых отложений кальдерно-озерного типа, часто флороносных. Они выполняют небольшие по размеру кальдеры обрушения. К такому относится Южно-Якутинская вулканоструктура [22]. Второй тип представлен разрезами, описанными в крупных вулканотектонических грабен-кальдерах (Якутинская, Брусилевская, Березовская, Кедровская и др.) – с преобладающим экструзивно-субвулканическим комплексом богопольских вулканитов, в составе которых наблюдается обилие вкрапленников санидина. В.А. Баскина [3] в сводном разрезе стратифицированных образований богопольского комплекса (по терминологии автора – верхней делленит-липаритовой формации) выделяла лейкократовые или биотитсодержащие разновидности в нижней части, а биотит-амфиболовые и пироксенсодержащие – в верхней части разреза.

Изохронные (Rb/Sr) датировки абсолютного возраста покровных и экструзивных образований богопольского комплекса составляют 59.7–52.9 млн лет [27, 49]. Данные других исследователей (по результатам K/Ar датирования) также подтверждают раннепалеогеновый возраст богопольских эффузивов [2, 56 и др.].

Проведенное авторами изучение минералогического состава игнимбритов Якутинской вулканоструктуры позволило выявить ряд индивидуальных признаков для верхней части разреза богопольского вулканического комплекса. В гиалоигнимбритах и объемных телах вулканических стекол отмечена широкая распространенность санидина и ультражелезистых силикатов: феррогеденбергита ($Ca_{44}Mg_2Fe_{54}$), феррогиперстена ($Ca_3Mg_{27}Fe_{70}$), фаялита (Fe_{89-99}), высокожелезистой роговой обманки (Hb_{70-80}) и биотита (Bi_{70-88}), "шариков" самородного железа и когенита [14, 51].

Породы характеризуются высоким содержанием кремнекислоты ($SiO_2 = 70–77$ мас. %), нормальной и повышенной щелочностью калиево-натриево-

Таблица 2. Микроэлементный состав (г/т) вулканических пород приморского и боготольского комплексов.

	P-241/1	P-241/4	P-241-4/2	P-241/5	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Cr	6.34	5.64	9.86	13.55	5.09	9.46	6.31	7.69	5.20	5.87	9.49	3.59	5.57	5.02	3.35	10.17
Co	3.04	2.15	2.42	4.50	1.45	6.62	1.44	1.96	3.70	1.15	4.40	1.92	0.95	4.44	0.03	1.80
Zn	14.41	23.10	24.79	44.86	21.20	66.89	93.84	52.14	44.79	20.42	33.45	36.49	23.69	30.38	60.27	60.38
Ga	27.44	18.93	17.30	18.67	15.49	18.28	30.29	18.58	20.37	13.40	17.59	21.00	20.33	17.97	22.94	22.47
Rb	81	151	143	124	203	120	240	62	166	178	121	179	253	142	268	309
Sr	530	200	195	292	127	278	89	90	154	132	364	172	61	409	9	211
Y	27.83	24.33	24.95	23.80	25.13	25.84	36.82	20.09	17.85	19.90	31.22	34.89	34.55	29.58	44.92	75.76
Zr	346	154	176	181	108	276	171	217	187	148	244	361	258	233	266	219
Nb	14.92	11.33	10.24	10.81	21.17	11.54	14.78	12.99	8.83	9.22	12.70	19.16	20.03	11.91	24.60	22.60
Sn	0.95	2.32	1.77	2.20	3.88	1.95	3.84	3.73	1.21	4.31	2.31	2.60	3.66	1.83	4.59	4.64
Cs	12.78	10.66	9.48	5.57	4.52	3.94	16.81	3.82	14.57	4.38	2.09	7.61	7.80	34.63	9.50	178.68
Ba	527.13	1035.37	1038.59	2018.06	186.02	917.95	616.68	282.75	1173.07	1075.25	890.97	472.00	187.89	763.37	27.14	492.83
La	28.86	28.22	28.28	27.55	19.04	34.67	28.61	29.80	15.56	16.83	31.42	61.42	49.71	29.30	42.14	51.14
Ce	62.65	60.56	61.37	59.49	45.11	76.78	66.73	64.88	41.76	37.12	67.93	130.78	109.78	63.73	98.88	85.68
Pr	7.87	6.48	6.75	6.42	5.24	8.68	7.84	7.03	4.84	4.30	8.29	13.84	11.80	7.25	11.69	14.04
Nd	32.42	25.25	24.74	22.73	18.49	33.17	30.87	26.46	19.99	17.63	30.44	49.98	45.20	29.72	45.72	61.16
Sm	6.98	4.56	4.31	4.21	4.80	6.83	6.56	4.24	3.92	3.90	5.97	8.94	8.40	5.27	9.30	12.79
Eu	2.35	0.81	0.73	0.99	0.29	1.23	0.75	0.18	0.95	0.79	1.39	0.73	0.33	1.24	0.06	0.85
Gd	6.59	4.56	4.98	4.81	3.90	5.84	6.30	3.86	3.73	3.91	6.26	8.25	7.21	6.16	7.76	13.52
Tb	0.88	0.76	0.72	0.63	0.73	0.86	1.13	0.55	0.61	0.66	0.92	1.10	1.17	0.86	1.22	2.11
Dy	5.96	4.29	4.18	3.71	4.86	5.32	7.54	3.66	3.65	3.60	5.30	6.11	6.63	5.04	7.67	11.03
Ho	1.14	0.92	0.88	0.76	1.09	1.19	1.53	0.86	0.81	0.78	1.09	1.25	1.27	1.03	1.61	2.30
Er	3.20	2.58	3.07	2.80	3.35	3.61	4.80	2.73	2.42	2.13	3.25	4.06	4.19	3.27	4.87	6.70
Tm	0.47	0.49	0.46	0.37	0.53	0.47	0.70	0.40	0.31	0.31	0.49	0.49	0.67	0.48	0.62	0.85
Yb	2.60	2.87	2.98	2.50	3.59	3.51	4.40	2.76	2.10	1.78	2.92	3.66	4.34	2.84	4.21	5.91
Lu	0.49	0.42	0.51	0.37	0.54	0.54	0.69	0.46	0.36	0.30	0.48	0.58	0.63	0.48	0.73	0.77
Hf	6.77	3.64	4.17	4.35	3.80	5.93	5.11	5.07	4.02	3.01	4.47	6.38	5.27	4.58	6.42	5.52
Ta	1.02	1.29	0.98	1.09	2.49	1.16	1.46	1.29	0.72	1.90	1.23	1.53	2.00	0.96	1.66	1.62
Pb	13.37	18.49	20.61	20.22	24.13	17.12	29.91	12.88	12.37	11.85	16.64	25.31	30.13	18.09	37.13	31.66
Th	6.19	11.73	12.09	10.48	25.57	11.85	13.94	12.58	5.79	14.56	12.71	20.00	30.56	13.92	25.53	20.21
U	1.61	2.74	2.86	2.43	6.22	2.48	3.03	2.70	2.60	2.89	2.52	4.01	5.79	3.20	5.73	4.81
(La/Sm) _N	2.27	3.39	3.60	3.59	2.18	2.78	2.39	3.85	2.18	2.37	2.89	3.77	3.25	3.05	2.48	2.19
La/Nb	1.93	2.49	2.76	2.55	0.90	3.00	1.94	2.29	1.76	1.83	2.47	3.21	2.48	2.46	1.71	2.26
Ba/Nb	35.33	91.38	101.42	186.68	8.79	79.55	41.72	21.77	132.85	116.62	70.16	24.63	9.38	64.09	1.10	21.81
Eu/Eu*	1.05	0.54	0.48	0.67	0.20	0.58	0.35	0.13	0.75	0.61	0.69	0.26	0.13	0.67	0.02	0.20
(La/Yb) _N	6.73	5.96	5.75	6.68	3.21	5.99	3.94	6.54	4.49	5.73	6.52	10.17	6.94	6.25	6.07	5.24
Yb/Ta	2.55	2.24	3.04	2.29	1.44	3.02	3.01	2.14	2.91	0.93	2.37	2.39	2.17	2.96	2.53	3.65
Y/Nb	1.87	2.15	2.44	2.20	1.19	2.24	2.49	1.55	2.02	2.16	2.46	1.82	1.72	2.48	1.83	3.35

Примечание: 1–4 – приморский вулканический комплекс, туф риолита, Тернейско-Кемское вулканическое поле, разрез на левобережье р. Кема; 5–16 – боготольский вулканический комплекс: 5–11 – туф риолита, Маргелевская ВТС; 12 – игнимбрит, Якутинская ВТС; 13 – риолит, экструзив, г. Нежданка; 14 – игнимбрит, Маргелевская ВТС; 15 – фьямме из игнимбрита, Якутинская ВТС; 16 – перлит, экструзив, г. Нежданка (Якутинская ВТС). Элементный ICP-MS анализ пород производился на приборе Agilent 7500 в ГЕОХИ СО РАН (г. Иркутск), аналитики Г.П. Сандмирова и Е.В. Смирнова.

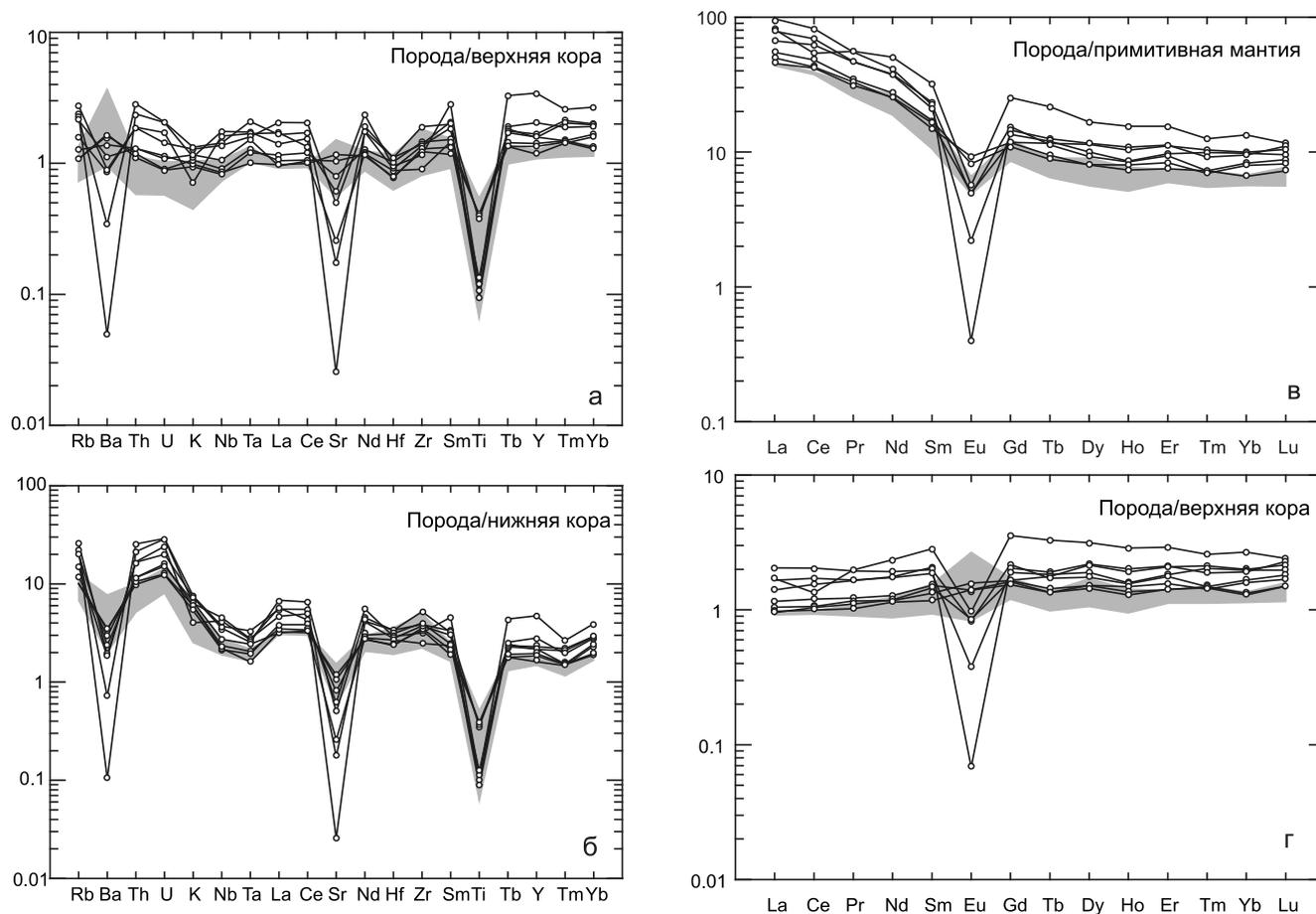


Рис. 7. Диаграммы содержаний редких элементов, нормализованных к среднему составу верхней (а, г) и нижней (б) континентальной коры и примитивной мантии (в) [57], для вулканических пород приморской серии (заливка) и богопольского вулканического комплекса (символы).

го типа (табл. 1, рис. 2) и чаще представлены умеренноглиноземистыми и агпайтовыми ($K_{\text{агп}} = 0.74\text{--}1.11$, $ASI > 1$) разновидностями с высокой железистостью ($f = 0.82\text{--}0.99$). На диаграмме $(Na_2O + K_2O - CaO) - SiO_2$ точки состава эффузивных пород располагаются в полях известково-щелочной и щелочно-известковой серий, в единичных случаях – известковых и щелочных серий (рис. 3). По критерию А. Миширо [55], игнимбриты богопольского комплекса относятся к толеитовой серии (рис. 4 а), а по классификации Б. Фроста [45] – железистой серии (рис. 4 б). Согласно модифицированной диаграмме Дж. Маеды, игнимбриты ранних стадий извержений богопольского комплекса относятся к S-типу, а завершающих этапов вулканизма – к А-типу гранитоидов (рис. 5). На диаграмме С.Д. Великославинского (рис. 6) «ранние» игнимбриты богопольского комплекса располагаются в поле орогенных (коллизийных) образований, а игнимбриты завершающих этапов – в поле гранитоидов внутриплитного типа. На дискри-

минантных геохимических диаграммах Дж. Пирса и Н. Харриса точки состава вулканических пород богопольского комплекса занимают промежуточное положение между полями островодужных и внутриплитных гранитоидов.

Игнимбриты богопольского комплекса относительно позднемеловых вулканитов обогащены Cs, Rb, Ba, Sr, Zr и REE (табл. 2, 3). Породы характеризуются фракционированным распределением редких и редкоземельных элементов относительно состава верхней коры (рис. 7). При этом отношения La_N/Yb_N варьируют от 3.2 до 10.2, а Eu/Eu^* – от 0.1 до 0.7. На мультиэлементных спектрах, нормированных относительно состава нижней коры, отчетливо выражены отрицательные аномалии Ba, Nb-Ta, Sr и Ti. Следует отметить, что для игнимбритов начальных этапов вулканизма европейский минимум отсутствует, в то время как породы завершающего этапа характеризуются резко выраженной отрицательной аномалией (рис. 7).

Таблица 3. Микроэлементный состав (г/т) вулканических стекол богопольского комплекса, по [11].

	AV-23/2	AV-23/6a	AV-24	AV-24/2	AV-24/3	AV-24/4	P-405/3	P-406	P-406/1	P-406/2	P-406/5	P-406/6	P-406/8A	P-406/9	P-406/11	P-406/16
Fe	7718	8488	5528	8243	8667	8346	8920	8317	7194	8048	7499	8139	6733	6775	7934	10329
Mn	199	171	115	172	688	438	588	359	592	705	393	517	437	774	654	362
K	32139	29363	16526	35609	20288	22114	21724	25432	26364	26148	35280	32600	30566	25817	31196	23465
Na	29287	32231	33585	26649	32209	31174	30167	31255	28987	28293	28529	8077	28199	29007	25756	33290
Co	0.03	0.02	0.07	0.07	0.10	0.06	0.08	0.14	0.11	0.12	0.47	0.12	0.08	0.11	0.14	0.51
Zn	61.06	78.07	63.34	80.88	70.46	77.71	84.18	73.12	60.64	73.17	30.13	66.39	86.53	58.71	57.46	70.03
Rb	229	228	223	216	144	311	302	235	176	162	91	133	252	300	118	201
Sr	0	0	44	0	49	42	0	85	129	147	196	396	38	104	170	95
Zr	188	181	186	182	196	176	220	196	197	201	102	194	165	177	182	200
Cs	13.65	11.11	98.05	20.04	7.39	205.51	168.55	28.11	9.51	11.46	5.02	12.57	11.20	30.10	4.74	9.27
Ba	0.00	25.70	391.00	86.40	897.40	914.20	921.40	704.00	822.10	806.90	842.70	817.10	814.20	763.20	827.10	930.80
La	38.18	28.83	30.79	21.89	41.56	43.29	42.90	44.15	41.85	40.00	30.88	28.17	44.00	42.16	39.57	31.94
Ce	85.20	71.35	70.17	58.32	84.71	91.40	88.05	88.73	83.27	82.02	58.20	63.41	87.80	87.73	81.22	66.56
Nd	39.82	37.17	33.80	28.94	37.77	37.72	36.51	38.98	37.38	36.41	18.89	28.14	41.66	38.90	35.82	28.26
Sm	8.17	8.57	7.94	8.24	7.43	7.71	7.43	7.65	7.53	7.19	3.43	5.72	8.28	7.61	7.00	6.35
Eu	0.04	0.04	0.52	0.08	1.25	1.28	1.20	1.43	1.55	1.66	0.60	1.22	1.24	1.35	1.22	1.34
Tb	1.11	1.24	1.21	1.30	1.07	1.07	1.04	1.12	1.06	1.01	0.39	0.81	1.19	1.09	0.97	0.93
Dy	7.10	7.36	8.77	8.60	6.70	6.97	5.83	7.59	7.13	6.60	2.09	4.75	7.81	7.78	7.39	5.66
Yb	4.04	4.47	4.17	4.58	3.50	3.73	3.81	3.91	3.82	3.64	1.57	3.19	4.42	3.88	3.65	3.37
Lu	0.62	0.64	0.60	0.68	0.51	0.50	0.52	0.55	0.56	0.53	0.27	0.47	0.59	0.54	0.52	0.50
Sb	0.53	0.56	1.70	0.56	0.42	0.39	0.40	0.42	0.36	0.35	0.17	0.33	0.49	0.42	0.38	0.56
Sc	0.97	0.82	2.18	1.02	6.64	6.62	6.79	5.16	5.50	5.53	2.78	4.82	6.68	4.86	4.83	6.65
Hf	6.47	6.51	5.72	6.72	6.02	5.78	6.54	5.82	5.33	5.71	3.02	5.48	5.36	5.52	5.43	6.03
Ta	1.30	1.32	1.15	1.43	0.98	0.96	1.01	1.00	0.92	0.94	0.75	0.94	1.05	0.99	0.97	0.90
Th	19.11	19.93	15.21	20.26	10.27	9.95	10.17	10.16	9.53	9.50	12.21	9.72	10.80	10.23	9.89	9.76
U	4.61	4.96	3.50	5.03	1.82	3.21	1.58	1.73	1.91	1.99	2.99	1.85	2.18	1.73	1.98	1.81
Cl	792	853	252	923	466	484	431	256	222	289	436	0	526	144	349	435

Примечание. Перлиты риолитового состава из проявлений: 1–2 – г. Якут-гора (Якутинская ВТС); 3–4 – г. Нежданка (Якутинская ВТС); 5–7 – Богопольское месторождение перлитов; 8–11 – падь Прямая (Брусилловская ВТС); 12–15 – падь Богопольская Тропа (Брусилловская ВТС); 16 – падь Шмейгидир (Брусилловская ВТС). Анализы выполнены нейтронно-активационным методом в отделе геологии и геофизики Университета Калифорнии, Беркли, США, аналитик М. Гласкок.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнительный анализ химического состава позднемеловых и палеогеновых игнимбритов выявил ряд отличительных особенностей этих комплексов. Платоигнимбриты приморской серии и кальдерные игнимбриты левособолевского и сияновского комплексов характеризуются повышенными содержаниями магния, марганца, титана, суммарного железа и кальция, в то время как туфы и гиалоигнимбриты богопольского комплекса – большим содержанием щелочей и кремнезема (табл. 1, рис. 2). Оба типа игнимбритов характеризуются корунднормативным составом. По классификации [58], основанной на модифицированном индексе глиноземистости (ASI) и представляющим молекулярное отношение $Al/(Ca-1.67 \times P+Na+K)$, позднемеловые игнимбриты относятся к весьма высокоглиноземистым породам; раннепалеогеновые игнимбриты – к умеренно-реже высокоглиноземистым. Наиболее отчетливо различия в химическом составе продуктов позднемелового и раннепалеогенового кислого вулканизма отражены на авторских бинарных диаграммах $(K_2O+Na_2O) - (MgO+CaO)$ и $(Fe_2O_3+FeO) - (CaO+MgO)$ выраженных в молекулярных количествах (рис. 8). Для игнимбритов приморской серии, сияновского и левособолевского комплексов характерна прямая корреляция между концентрацией термофильных катионов, их относительной кристаллонасыщенностью и степенью флюидонасыщенности магм. Для игнимбритов богопольского комплекса эта зависимость обратная. Отметим, что такая закономерность в распределении щелочных и термофильных элементов характерна и для аналогичных типов игнимбритов Охотско-Чукотского вулканического пояса и Баджальской вулканической зоны, где проявлены большеобъемные кристаллоигнимбриты дюстачанского и баджальского вулканических комплексов и внутрикальдерные игнимбриты белоувалинского и нитканского комплексов соответственно [19]. Распределение в породах комплексов крупноионных литофильных элементов также имеет различную направленность. Так, повышенные содержания щелочных металлов (K, Na, Rb) характерны для палеогеновых гиалоигнимбритов, в то время как в верхнемеловых кристаллоигнимбритах преобладают щелочно-земельные (Ca, Sr, Ba и Mg).

Как известно, избыток глинозема при кристаллизации полевых шпатов входит в состав другой Al-содержащей фазы – в биотит, а в умеренноглиноземистых породах, при избытке кальция над алюминием – в состав роговой обманки и кальциевого пироксена. Кроме того, присутствие орто-, клинопироксена и фаялита определяется составом флюид-

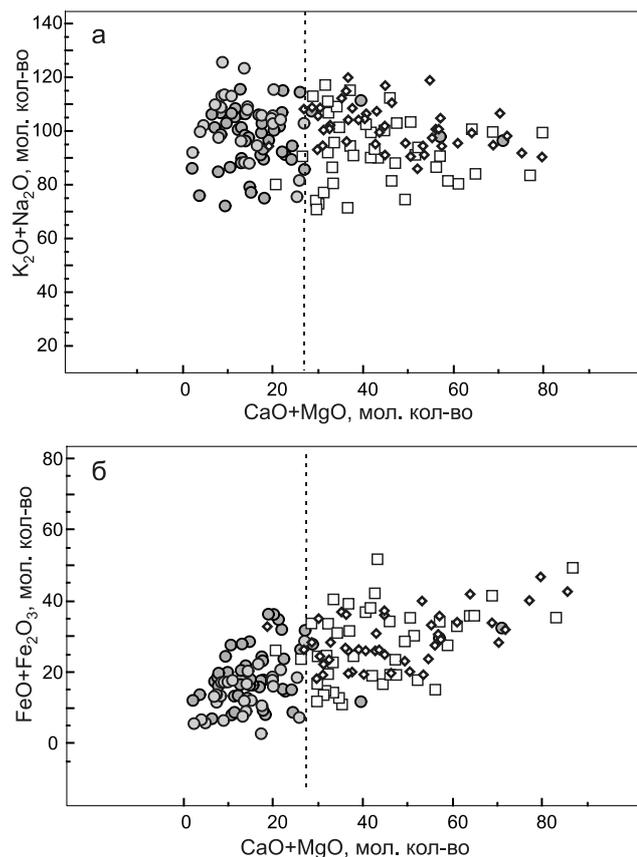


Рис. 8. Диаграммы: (а) $(Na_2O+K_2O)-(CaO+MgO)$ (мол. кол-во); (б) $(FeO+Fe_2O_3)-(CaO+MgO)$ (мол. кол-во).

Прерывистые линии выделены условно. Условные обозначения приведены на рис. 2.

ной фазы в момент кристаллизации расплавов [45]. Поскольку биотит стабилен относительно пироксенов и оливина в расплавах, обогащенных магнием, группа безводных силикатов предпочтительно кристаллизуется в магмах, обогащенных железом. По всей видимости, эти факторы контролируют минеральный состав позднемеловых ($Bi+Pl+Q+Hb+Mgt$) и палеогеновых ($Snd+Q+Cpx+Opx+Hb+Bi+Ilm+Fa$) игнимбритовых комплексов Приморья.

На многокомпонентных диаграммах, нормализованных к составу нижней континентальной коры, позднемеловые платоигнимбриты и палеоцен-эоценовые кальдерные игнимбриты близки по характеру распределения элементов (рис. 7). Однако в палеоценовых гиалоигнимбритах Якутинской ВТС выражены четкие минимумы по Sr, Ba и Eu. Их минимальные значения могут быть обусловлены подвижностью и выносом этих элементов из расплава сквозьмагматическим флюидным потоком [13]. В целом, позднемеловые и палеогеновые игнимбриты отвечают, соответственно, «эвтектоидному и котек-

тоидному» типам вулканических пород окраинно-континентальных вулканических поясов, рассмотренных в дискуссионных статьях [20, 25].

Распределение высокозарядных и редкоземельных элементов в породах позднемеловых и раннепалеогеновых комплексов контролируется различным составом аксессуарных минеральных фаз. Так, повышенное содержание группы тяжелых РЗЭ в игнимбритах богопольского комплекса объясняется высоким содержанием в них ортита и монацита. В свою очередь, преобладание в позднемеловых эффузивах циркона и апатита обусловило более высокие содержания легких РЗЭ.

Для выявления геодинамических обстановок проявления игнимбритового вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня были использованы общеизвестные геохимические классификации Дж.А. Пирса и Н.В. Харриса, а также модифицированная диаграмма С.Д. Великославинского [8]. На этих диаграммах точки состава позднемеловых эффузивов попадают в поля коллизионных гранитов и гранитов вулканических дуг, соответствующих современным геодинамическим обстановкам островодужного (субдукционного) типа, а фигуративные точки состава богопольских эффузивов занимают промежуточное положение между полями островодужных и внутриплитных гранитоидов, причем составы игнимбритов Якутинской ВТС большей частью тяготеют к последним (рис. 6).

Согласно модифицированной диаграмме Б.Р. Фроста с соавторами [45], позднемеловые игнимбриды приморской серии, левособолевского и сияновского комплексов относятся к S-типу гранитов (синколлизионным гранитоидам – по Дж.А. Пирсу, или континентальным коллизионным гранитоидам – по П.Д. Маниару и П.М. Пикколи [54]). Их типичными представителями являются высокоглиноземистые лейкограниты Гималаев, Южной Дакоты (США) и северной Португалии, образование которых объясняется парциальным плавлением метаосадочных пород [45]. Косвенным подтверждением этому могут служить результаты применения диаграммы $Al_2O_3/(MgO+FeO) - CaO/(MgO+FeO)$, по [47]. На этой диаграмме точки состава позднемеловых игнимбридов отвечают магмам, сформированным в результате парциального плавления метаграувакк, а палеоцен-эоценовых игнимбридов – метапелитов. В то же время, платоигнимбриды приморской серии по ряду геохимических признаков нельзя классифицировать как принадлежащие только к одному петрогенетическому типу. Они имеют черты, присущие надсубдукционным гранитоидам Кордильер, определенная часть кото-

рых относится к гранитам I-типа, образованным за счет магматических (или метаматматических) пород.

Точки состава гиапоигнимбридов богопольского комплекса располагаются в области совмещения полей гранитов S- и A-типа (рис. 4 б), а на диаграмме $A/(C+N+K) - (N+K)/A$, [53] (рис. 5) они образуют эволюционный тренд от S-типа (для вулкаников начального этапа) до A-типа (заключительные фазы игнимбритовых извержений). Составы биотитов из вулкаников богопольского комплекса также свидетельствуют о принадлежности этих пород к A-типу гранитных магм [16]. Происхождение A-типа магматических пород, по [46], может быть связано с частичным плавлением кварц-полевошпатовых пород коры, дифференциацией базальтовой магмы или комбинацией первых двух моделей, в которых дифференциация базальтовых расплавов сопровождается ассимиляцией кислым материалом коры. Близкими по составу к палеоцен-эоценовым игнимбридам Якутинской вулканоструктуры являются фаялитовые игнимбриды риолитов Йеллоустонской кальдеры (США) [52] и кальдеры Красных Гор (Altenberg-Teplice Caldera, Центр. Европа) [44], формирование которых, согласно [44, 52], связано с внедрением крупнообъемных мантийных тел, вызвавших разогрев и частичное плавление материала нижней коры. Геохимические особенности вулкаников богопольского комплекса также свидетельствуют о смешанном типе их магматического источника. Появление магм с такими геохимическими особенностями могло быть обусловлено обстановкой режима трансформной окраины на участках локальных растяжений, где происходили разрывы субдуцируемой плиты и образование в ней локальных окон [12]. Формирование высокожелезистых расплавов A-типа осуществлялось за счет взаимодействия глубинных расплавов, с субдуцированными осадками и океанической литосферой. Мантийный диапир обусловил в процессе своего подъема и развития образование высоко флюидизированных магматических расплавов, контаминированных в различной степени коровым материалом. Процессы смешения расплавов различных источников в различных пропорциях в промежуточных и близповерхностных очагах обусловили в вулканиках трансформных окраин сочетание внутриплитных и островодужных геохимических характеристик. Подтверждением этому являются значения первичных изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гиапоигнимбридах Якутинской вулканоструктуры, варьирующие от 0.70659 до 0.70810 [50]. В сводной таблице (табл. 4) приведены основные отличительные признаки петрографического и геохимического

Таблица 4. Основные отличительные черты позднемеловых и палеогеновых игнимбритов Восточного Сихотэ-Алиня (Приморье).

	Приморская серия	Левособолевский и сияновский комплексы	Богопольский комплекс
Распространение, характер извержений, типы вулканических построек	Поля платоигнимбритов слагают основную линейную структуру ВСАВП; формирование связано с трещинными излияниями; «бескорневые» вулканические массивы	Слагают вулканические постройки – как среди полей игнимбритов ВСАВП, так и за его пределами; полигенные (фестонированные) кальдеры, грабенообразные депрессии, очаговые структуры центрального типа	Преимущественно развит за пределами ВСАВП; центральный (катмайский) тип извержений; кальдеры обрушения и отдельные вулканоструктуры депрессионного типа в зонах растяжения (сосдвиговых раздвигов)
Возраст	Турон–кампан	Маастрихт–палеоцен	Палеоцен–ранний эоцен
Ведущие породы	Преобладание массивных кристаллотуфов и кристаллоигнимбритов серо-зеленой окраски	Преобладание литокристаллокластических туфов, спекшихся туфов и игнимбритов; резкая фаціальная изменчивость	Преобладание спекшихся литокристаллокластических туфов, гиаолоигнимбритов, горизонтов пепловых туфов и вулканического стекла
Петрографический состав	Псаммитовая кристаллокластическая и флюидальная структуры. Количество вкрапленников 40–60 %; Дипирамидальный кварц, олигоклаз, калишпат, редкий биотит и роговая обманка. Последние хлоритизированы и эпидотизированы. Среди аксессуарив преобладает магнетит	Псефитовая кристаллокластическая и сферолитовая структуры. Количество вкрапленников до 15 %; Кварц, ортоклаз, олигоклаз, редкие темноцветные минералы в значительной степени хлоритизированы и эпидотизированы. Среди аксессуарив преобладает ильменит и сфен	Псефитовая кристаллокластическая, флюидальная и сферолитовая структуры. Количество вкрапленников 1–25 %. Лейкократовые или биотитсодержащие разности в нижней части, биотит-амфиболовые и пироксенсодержащие – в верхней части разреза; кварц, санидин, альбит-олигоклаз, феррогенденбергит, феррогиперстен, фаялит, высокожелезистая роговая обманка и биотит. Среди аксессуарив отмечен ильменит, "шарики" самородного железа и когениит
Петрохимический состав	Крайне и высокоглиноземистые, известково-щелочные и толеитовые, по [55]; магнезиальные и железистые, по [45]; S-типа, по [53]	Умеренно и высокоглиноземистые, толеитовые реже известково-щелочные, по [55]; железистые и магнезиальные, по [45]; S-, и лишь отдельные образцы соответствуют I и A-типу, по [53]	Умеренноглиноземистые и агпайтовые, толеитовые, по [55]; железистые и реже магнезиальные, по [45]; игнимбриты ранних стадий извержений частично относятся к S-типу, а завершающих этапов вулканизма – к A-типу, по [53]
Геохимическая специализация	Повышенные содержания Mg, Mn, Ti, Σ Fe и Ca, Sr и Ba	Значительные вариации состава; повышенные содержания Mg, Mn, Σ Fe и Ca	Повышенные содержания Si, K, Na и Rb, крайне низкие – Ca, Sr и Mg

состава позднемеловых и палеогеновых комплексов Восточного Сихотэ-Алиня (Приморье).

Завершая обсуждение, все же отметим, что нельзя напрямую связывать тот или иной петрогенетический тип гранитов с определенной тектонической

обстановкой, поскольку геохимические составы гранитных магм, в первую очередь, зависят от состава их источника. Тем не менее, геодинамический режим определяет специфику образования коровых магм и их взаимодействие с мантийными расплавами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Трещинные или ареальные излияния поздне-меловых кристаллонасыщенных платоигнимбритов приморской серии обусловили формирование основного объема Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса – одного из звеньев Восточно-Азиатского пояса окраинно-континентального типа. Их магнетиально-железистый, известковый и известково-щелочной состав соответствует высокоглиноземистым кислым магмам S-типа. Образование подобных расплавов объясняется парциальным плавлением метасадочных и метамагматических пород в условиях окислительной обстановки с участием водных флюидов, характерных для вулканизма надсубдукционных геодинамических обстановок.

Палеоцен-эоценовые игнимбриты богопольского комплекса характеризуются железистым, известково-щелочным и щелочно-известковым, умеренно-глиноземистым до высокоглиноземистого составом. Для них характерна эволюционная направленность развития, обусловленная последовательной сменой источников кислых магм S- и A-типов. Образование расплавов A-типа происходило при участии восстановленных (существенно водородных) флюидов, источником которых в процессе образования кислых игнимбритобразующих магм являлось обогащенное вещество мантии. Подобные условия развития вулканизма известны в зонах растяжения и коллизии, обусловленных окраинно-континентальным режимом скольжения литосферных плит [40].

Маастрихт-палеоценовые игнимбриты левособлевского и сияновского комплексов можно отнести к переходному, или транзитному, типу вулканических пород, отражающему магматизм периода тектонической перестройки региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ДВО РАН 12-III-A-08-155 и 12-1-0-ОНЗ-07.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аленичева А.А., Сахно В.Г. U-Pb-датирование экструзивно-интрузивных комплексов рудных районов южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Россия) // Докл. РАН. 2008. Т. 419, № 1. С. 81–85.
- Баскина В.А., Фаворская М.А. Возраст изверженных пород Иманского блока (Восточный Сихотэ-Алинь), определенный K – Ar методом // Докл. АН СССР. 1969. Т. 184, № 4. С. 905–908.
- Баскина В.А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 260 с.
- Быковская Е.В. Петрохимические особенности мезозойских и кайнозойских вулканических пород восточного склона Сихотэ-Алиня // Зап. ВМО. 1960. Ч. 89. Вып. 2. С. 195–208.
- Быковская Е.В. К вопросу выделения прибрежной полосы развития вулканических пород Сихотэ-Алиня в самостоятельную структурную зону // Труды ВСЕГЕИ. 1962. Вып. 2. С. 49–56.
- Валуи Г.А. Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов. М.: Наука, 1979. 146 с.
- Валуи Г.А. Восточно-Сихотэ-Алинский вулкано-плутонический пояс (поздний сеноман-маастрихт) // Интрузивные образования. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Отв. ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2006. С. 281–287.
- Великовладинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 363–380.
- Ветренников В.В. Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М.: Недра, 1976. 156 с.
- Вулканические пояса Востока Азии. Геология и минералогия. М.: Наука, 1984. 504 с.
- Вулканические стекла Дальнего Востока России: геологические и археологические аспекты. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2000. 168 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Гребенников А.В. Петрогенезис игнимбритов Якутинской вулканоструктуры (Приморье): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2003. 33 с.
- Гребенников А.В. Эндеогенные сферулы мел-палеогеновых игнимбритовых комплексов Якутинской вулкано-тектонической структуры (Приморье) // Зап. РМО. 2011. Ч. СХХХХ. № 3. С. 56–68.
- Гребенников А.В., Попов В.К., Ханчук А.И. Опыт петрохимической типизации кислых вулканических пород различных геодинамических обстановок // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 3. С. 68–73.
- Гусев А.И. Типизация гранитоидов на основе составов биотитов // Успехи современного естествознания. 2009. № 3. С. 57–58.
- Курчатов А.М. Латеральная изменчивость вулканитов (на примере Южного Приморья). М.: Наука, 1979. 144 с.
- Левашев Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А. и др. Тектоно-магматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 340 с.
- Максимов С.О., Гребенников А.В. Переохлажденное состояние как отражение внутренних параметров магматической системы (на примере игнимбритобразующих расплавов) / VIII Международная конференция “Новые идеи в науках о Земле”: Сб. докл. Т. 3. М., 2007. С. 209–212.
- Максимов С.О. «Эвтектоидный и котектоидный» типы вулканических пород // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 4. С. 123–127.
- Мартьянов Ю.А., Чащин А.А., Симаненко В.П., Мартьянов А.Ю. Маастрихт-датская андезитовая серия восточного Сихотэ-Алиня: минералогия, геохимия и вопросы петрогенезиса // Петрология. 2007. Т. 15, № 3. С. 295–310.
- Матюнин А.П. Магматизм Кавалеровского и Верхнеарминского оловорудных районов: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1988. 267 с.
- Меланхолина Е.Н. Позднемеловые островодужные зоны

- восточной окраины Евразии: геолого-геохимическая и тектоническая корреляция // Геотектоника. 2000. № 3. С. 41–57.
24. Михайлов В.А. Магматизм вулканотектонических структур южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Владивосток. 1989. 164 с.
 25. Мишин Л.Ф. Эвтектоидный и котектоидный петрографические типы вулканических и субвулканических пород кислого состава окраинно-континентальных вулканических поясов (на примере Востока Азии) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 2. С. 69–85.
 26. Неволина С.И. Новые находки меловой и третичной флоры в Приморье // Инф. сб. ПГУ. Владивосток, 1960. № 1. С. 41–44.
 27. Попов В.К., Гребенников А.В. Новые данные о возрасте эффузивов богопольской свиты в Приморье // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 3. С. 47–54.
 28. Сахно В.Г. Мезозойский вулканизм Среднего Приамурья: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1965. 27 с.
 29. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2002. 338 с.
 30. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. Геохимия вулканических трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, северо-западное Приморье) // Геохимия. 2006. Т. 12. С. 1251–1265.
 31. Симаненко В.П., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Симаненко Л.Ф., Чашин А.А. Меловые комплексы фронтальной зоны Монероно-Самаргинской островной дуги: геохимические данные по базальтам глубоководной скважины о-ва Манерон (Японское море) // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 1. С. 30–51.
 32. Сперанская И.М., Печерский Д.М. Об условиях образования различных типов игнимбритов // Труды СВКНИИ, Вып. 9. Магадан, 1964. С. 181–191.
 33. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. 1:5 000 000 / Под ред. Н.С. Шатского. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
 34. Тихомиров П.Л. Крупнейшие фанерозойские провинции кремнекислого вулканизма: геодинамическая позиция и условия формирования // Ломоносовские чтения - 2010. Секция "Геология": <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1183766&uri=38.html>
 35. Фаворская М.А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 305 с.
 36. Фаворская М.А., Руб М.Г. Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности // Труды ИГЕМ. Вып. 45. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 328 с.
 37. Федчин Ф.Г., Наумова В.В., Матюнин А.П. и др. Методика расчленения разновозрастных кислых вулканических пород позднего мезозоя Приморья по петрохимическим данным: Препринт / Дальневост. геол. ин-т. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 48 с.
 38. Фремд Г. М., Рыбалко В.И. Вулканотектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Труды лаб. палеовулканологии. Вып. 6. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1972. 150 с.
 39. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А. и др. Ранне-меловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.
 40. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б. и др. Магматизм зон скольжения литосферных плит: новые данные и перспективы // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии, 22-27 сентября 2009 г., Петропавловск-Камчатский. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 1. С. 32–37.
 41. Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 246 с.
 42. Шеймович В.С. Игнимбриды Камчатки. М.: Недра, 1979. 179 с.
 43. Bea F. Residence of REE, Y, Th, and U in granites and crustal protoliths, implications for the chemistry of crustal melts // Journ. Petrol. 1996. 37. P. 521–552.
 44. Breiter K. Nearly contemporaneous evolution of the A- and S-type fractionated granites in the Krušné hory/Erzgebirge Mts., Central, Europe // Lithos. 2012. 151. P. 105–121.
 45. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., et al. A geochemical classification for granitic rocks // Journ. Petrol. 2001. 42 (11). P. 1771–1802.
 46. Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // Journ. Petrol. 2011. 52 (1). P. 39–53.
 47. Gerdes A., Wörner G., Henk A. Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // Journ. Geol. Soc. 2000. 157. P. 577–587.
 48. Glascock M.D., Braswell G.E., Cobean R.H. A systematic approach to obsidian source characterization // Archaeological Obsidian Studies: Method and Theory / Ed. M.S. Shackley Plenum, New York, 1998. P. 15–65.
 49. Grebennikov A.V. The ignimbrites of the Yakutinskaya volcanic depression, Primorye, Russia: Anatomy and textures of ore-bearing granitoids of Sikhote Alin (Primorye Region, Russia) and related mineralization // International field conference in Vladivostok, Russia, 1-12 September, 1998. Potsdam, 1998. P. 25–31.
 50. Grebennikov, A.V., Maksimov, S.O. Fayalite rhyolites and a zoned magma chamber of the Paleocene Yakutinskaya volcanic depression in Primorye, Russia // Journ. Mineral. Petrol. Sci. 2006. 101 (2). P. 69–88.
 51. Grebennikov A.V. Silica-metal spherules in ignimbrites of Southern Primorye, Russia // Journ. Earth Sci. 2011. 22 (1). P. 20–31.
 52. Hildreth W., Halliday A.N., Christiansen R.L. Isotopic and chemical evidence concerning the genesis and contamination of basaltic and rhyolitic magma beneath the Yellowstone plateau volcanic field // Journ. Petrol. 1991. 32. P. 63–138.
 53. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. 1990. 174 (3/4). P. 235–255.
 54. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. America, Bull. 1989. 101. P. 635–643.

55. Miashiro A. Volcanic rock series in island arc and active continental margins // Amer. Journ. Sci. 1974. 274. P. 321–355.
56. Otofujii Y., Matsuda T., Itaya T., et al. Late Cretaceous to Early Paleogene paleomagnetic results from Sikhote Alin, Far Eastern Russia: implications for deformation of East Asia // Earth Planet. Sci. Let. 1995. 130. P. 95-108.
57. Supplemental data for Crust / Ed. R. Rudnick/ <http://earthref.org/GERM/reservoirs/cont-crust.htm>
58. Zen E. Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications // Annual Rev. Earth Planet.Sci. 1988. 16. P. 21–52.

Рекомендована к печати А.В. Колосковым

A.V. Grebennikov, V.K. Popov

Petrogeochemical aspects of the Late Cretaceous and Paleogene ignimbrite volcanism of East Sikhote-Alin

Features of chemical and minor-element composition of the Late Cretaceous and Early Paleogene ignimbrite complexes in the Eastern Sikhote-Alin are discussed. Linear structure of the East Sikhote-Alin volcanic belt is predominantly composed of the Turonian-Campanian volcanic formations of the Primorsky complex represented by crystal-rich rhyolitic, rhyodacitic and dacitic S-type plateau-ignimbrites which are the results of fissure (areal) eruptions of acid magmas. The Maastrichtian–Paleocene volcanic rocks are space-independent from the volcanic belt; they fill isolated volcanic caldera and depression structures. That period is characterized by bimodal volcanism. The Samarginsky, Dorofeevsky and Severyansky volcanic complexes are made up of lavas and pyroclastic rocks of basalt-andesite-dacite composition, the Levosobolevsky and Siyanovsky complexes consist of rhyolitic and dacitic tuffs and ignimbrites. Petrogeochemically, persilicic igneous rocks of that period are still close to the S-type plateau-ignimbrites of the Primorsky complex. The Paleocene-Early Eocene silicic extrusive rocks of the Bogopolsky complex present both S- and A-type dacitic and rhyolitic tuffs and ignimbrites in collapse caldera. The eruption of ferrous A-type hyaloignimbrites occurred at the terminated stages of the Bogopolsky complex volcanism. Magmatic rocks of the period have clearly defined mineralogical and geochemical features of the interaction between crustal magmas and the enriched material of the upper mantle. Revealed differences in mineralogical and geochemical composition of ignimbrite complexes are explained as indicators of changes in geodynamic regime of the Asia active continental margin at the Mesozoic-Cenozoic boundary.

Key words: plateau-ignimbrites, hyaloignimbrites, S- and A-type granitoids, geotectonic settings of volcanism manifestations, Sikhote-Alin.