

**ВОЗРАСТ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ВУЛКАНИТОВ КИСЛОГО СОСТАВА АЛГАНСКИХ ГОР  
КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)**

**П.И. Федоров<sup>1</sup>, А.В. Моисеев<sup>1</sup>, С.А. Паланджян<sup>1</sup>, И.В. Гульпа<sup>2</sup>, Е.С. Богомолов<sup>3,4</sup>**

<sup>1</sup>ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017;

e-mail: [pi\\_fedorov@mail.ru](mailto:pi_fedorov@mail.ru)

<sup>2</sup>ОАО «Георегион», Чукотский автономный округ, ул. Ленина 25а, г. Анадырь, 689000

<sup>3</sup>ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова 2, г. Санкт-Петербург, 199034

<sup>4</sup>ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Средний пр-т 74, г. Санкт-Петербург, 199106

Поступила в редакцию 11 июня 2020 г.

Изотопное датирование U-Pb методом по циркону вулканитов кислого состава кончанского комплекса (Алганские горы, северо-западная часть Корякского нагорья) подтвердило их позднеэоценовый возраст ( $34.6 \pm 0.5$ – $38.8 \pm 0.4$  млн лет, прибор). Показано, что кремнекислые породы представлены умеренно-калиевыми перглиноземистыми ( $ASI = 1.23$ – $1.30$ ), умеренно- и высокомагнезиальными разновидностями, часто с высоким содержанием Sr и Ni. Содержания Sr, Y и Yb адакитовые. Высокие отношения  $^{143}Nd/^{144}Nd$  и низкие  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в породах комплекса, характер распределения редких и редкоземельных элементов позволяют предположить, что источником салитового расплава, в той или иной степени контаминированного осадочным материалом, служили метабазиты. Формирование кончанского комплекса обусловлено магматизмом при аккреции террейнов Олюторско-Восточно-Камчатской островодужной системы; процессы сжатия обусловили блокирование фронта апвеллинга континентальной астеносферы, инициировав интенсивный коровый анатексис и кремнекислый магматизм.

**Ключевые слова:** известково-щелочной вулканизм, адакиты, эоцен, Алганские горы, Корякское нагорье, Северо-Восток России.

**ВВЕДЕНИЕ**

Крайний северо-восток Азии, включающий Колымо-Омолонскую, Чукотскую и Анадырско-Корякскую складчатые области, представляет собой тектонический коллаж мезозойских и кайнозойских аккреционных орогенов, последовательно нарастивших восточную окраину Сибирского кратона в процессе её длительного взаимодействия с океанической литосферой Пацифика [8, 13, 16, 17, 44]. В пределах обширного пространства Колымо-Омолонских и Чукотских мезозойских, включающих и Западно-Корякскую систему поздних мезозойских, аккреционные процессы завершились в апте–раннем альбе [18], а окончательное формирование позднемезозойской окраины континента связано с развитием в позднем альбе–кампане протяжённого Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканогенного пояса [24]. Следующим этапом роста континентальной

окраины явилось формирование Анадырско-Корякской складчатой системы, здесь аккреция завершилась в позднем сеноне [18].

Последующее преобразование азиатской окраины связано со сменой геодинамической обстановки конвергентной границы на трансформную, что обусловило деструкцию края континента по левосторонним сдвигам и сбросо-сдвигам, с образованием систем грабенов, осдвиговых раздвигов, и формирование во фронтальном пространстве Охотско-Чукотского пояса многочисленных ареалов транстенсионных базальтоидов позднего кампана–раннего эоцена, часто внутриплитного геохимического типа [20, 24, 26].

На рубеже раннего-среднего эоцена обстановка умеренного сжатия, вызванная аккрецией террейнов Олюторско-Восточно-Камчатской островодужной системы [27], привела к блокированию фронта апвеллинга континентальной астеносферы, иницииро-

вав интенсивный коровый анатексис и кремнекислый магматизм, проявлением которого и является изученный нами коначанский комплекс.

Эоцен-раннемиоценовый этап магматизма в Анадырско-Корякской складчатой области представлен породами базальт-андезит-дацитовый и андезит-риодацитовый известково-щелочных серий, образующих вулканические постройки центрального типа, часто венчающиеся кальдерами, сопровождаемыми интенсивными эксплозиями кислой пирокластики и игнимбритов на поздних этапах развития [19]. Ранее [19, 22, 24] часть вулканических ареалов этого возраста рассматривалась в составе надсубдукционной структуры – Западнокамчатско-Корякского окраинно-континентального вулканогенного пояса. Однако, если для Западнокамчатского (Кинкильского) сегмента пояса на основе геокинематического моделирования предполагалась надсубдукционная природа вулканитов [28], то связь корякских ареалов вулканитов с существованием позднепалеогеновой зоны субдукции остаётся проблематичной. Более того, приуроченность эоцен-раннемиоценовых вулканических ареалов к зонам развития базальтоидов позднего кампана–раннего эоцена позволяет предположить их генетическую связь с трансензионным (синсдвиговым) геодинамическим режимом [25].

Основной задачей настоящей статьи являлись изотопная датировка и изотопно-геохимическая характеристика продуктов эоценового салического вулканизма корякского сегмента вулканогенного пояса в пределах ареала Алганских гор, реконструкция палеотектонических и петрогенетических факторов магматизма – природы магматических источников, взаимодействия глубинных и коровых компонентов при генерации магм.

#### КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Алганские горы расположены в северо-западной части Корякского нагорья (рис. 1), здесь обнажена зона стыка между Западно-Корякской и Анадырско-Корякской складчатыми системами. Выходы пород коначанской толщи перекрывают комплексы Усть-Бельского офиолитового террейна и Алганского окраинноморского террейна [50], представленные офиолитами, протяженными зонами серпентинитовых меланжей, среднеюрско-раннемеловыми вулканогенно-терригенными отложениями, а также пост-амальгамационными флишоидными отложениями альба–верхнего мела.

Эоцен-олигоценые вулканогенные образования, слагающие коначанскую толщу [6], выполяют Алганский грабен шириной 15–25 км и длиной более 80 км [3]. Грабен приурочен к Майнскому разло-

му и представляет собой асимметричный линейный прогиб северо-восточного простирания. Вероятно, в позднем палеогене Майнский разлом служил магмоконтролирующей структурой, вдоль которой происходили извержения вулканов, формирование субвулканических и интрузивных пород (рис. 2, а, б). Вулканогенные образования толщи представлены дацитами, андезидацитами, реже риодацитами. Совместно с субвулканическими (рис. 2, б) телами кислого и среднего состава, туфоконгломератами, песчаниками, алевритами они выделены в коначанский вулканогенно-осадочный комплекс [5, 10].

Необходимо отметить, что в ряде публикаций [3, 5–7, 10] в составе толщи наряду с кремнекислой ассоциацией упоминается и редкое присутствие андезибазальтов, однако не приводится ни одного анализа породы более основной, чем андезидацит.

Несмотря на значительное распространение отдельных ареалов в пределах бассейна р. Коначан и в междуречье Ильгывеем – Левый Коначан и их разобщенность, почти повсеместно устанавливается трехчленное строение коначанской толщи: в нижней части залегает пачка континентальных терригенных пород, в средней – преимущественно лавы дацитов (рис. 2, а), в верхней – андезидациты и андезиты (?). Редко в основании разреза здесь встречаются континентальные конгломераты и туфогенные песчаники с обломками углефицированной древесины [7]. Породы коначанской толщи с угловым несогласием залегают на всех более древних образованиях, исключая мавринскую толщу раннего эоцена, которую на правом берегу р. Коначан она перекрывает без признаков несогласия, возможно частично или полностью замещая ее по простиранию [6]. Суммарная мощность коначанской толщи на участке Алганских гор оценивается в 500–700 м [29]. Радиологический возраст вулканитов коначанской толщи, определённый К-Аг методом по валовому составу, отвечает среднему эоцену–позднему олигоцену (25–44 млн лет), возраст субвулканических тел – позднему эоцену–раннему миоцену (25.5–35 млн лет) [5, 7].

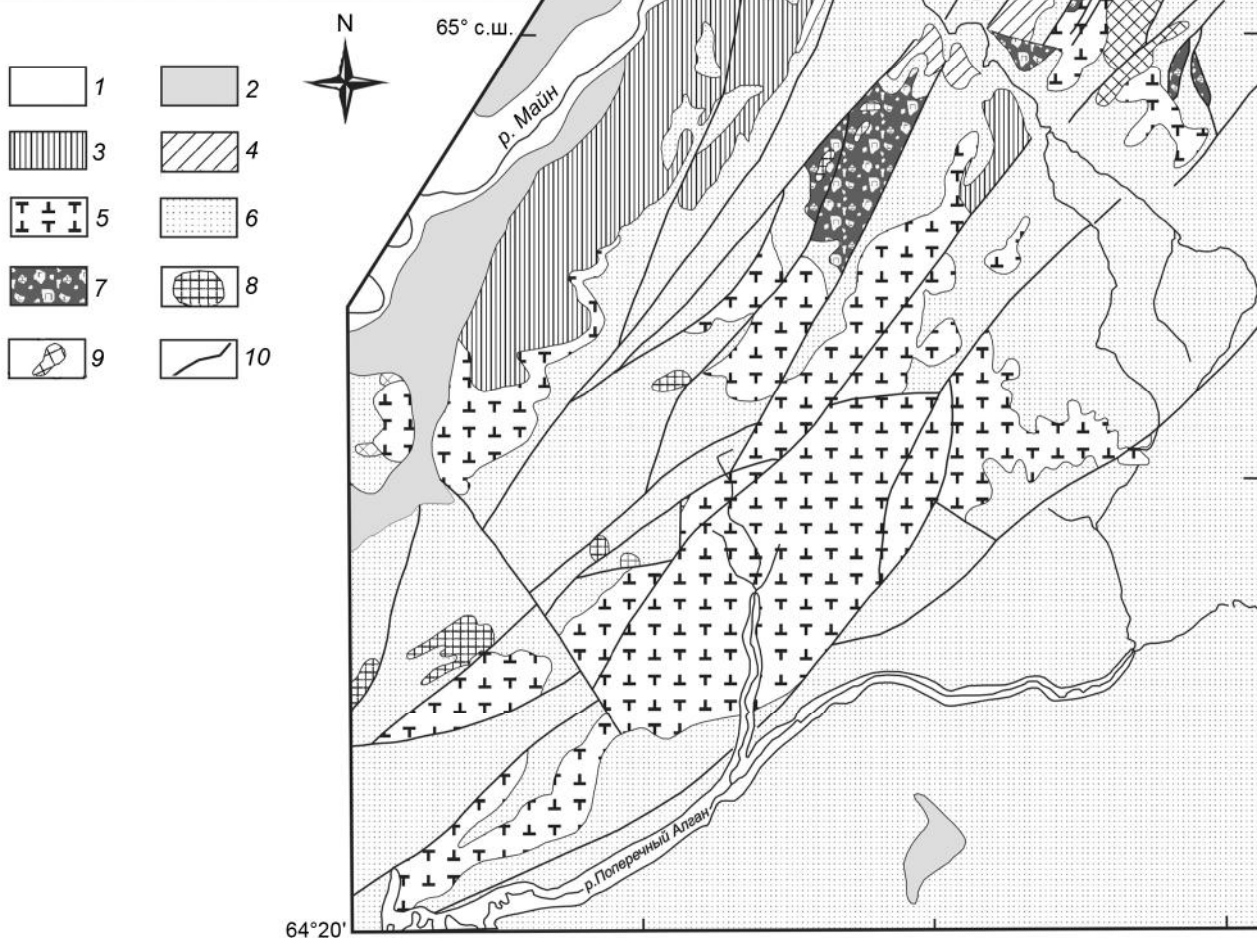
#### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Все изученные магматические образования коначанского комплекса – это существенно мезо- и лейкократовые порфиновые или среднезернистые породы. В андезидацитах порфиновые фенокристы (10–15 об. %) представлены опациitizedированной роговой обманкой (50–60 об. %) и таблитчатыми кристаллами плагиоклаза. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза и кварц-полевошпатового агрегата. Дациты – зеленовато-серые и сиреневые порфиро-



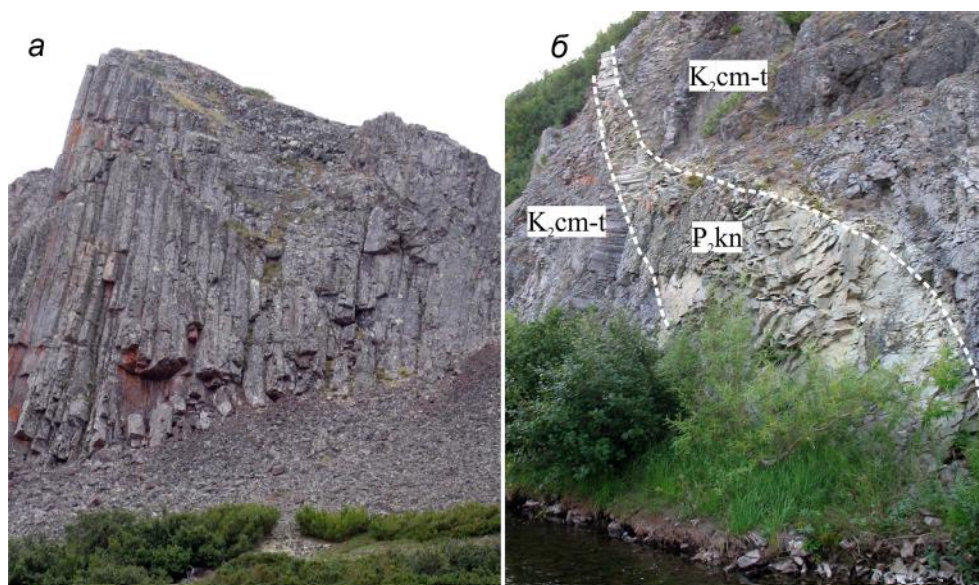
**Рис. 1.** Схема геологического строения р-на Алганских гор [4, с упрощением].

1 – современные аллювиальные отложения; 2 – четвертичные отложения; 3 – терригенные отложения санинской свиты, олигоцен; 4 – терригенные отложения мавринской свиты, средний-поздний эоцен; 5 – коначанский комплекс, поздний эоцен; 6 – допалеогеновое складчатое основание; 7 – меланж и перидотиты; 8–9 – субвулканические тела: 8 – олигоценовые, 9 – миоценовые; 10 – разрывные нарушения. На врезке показано географическое положение района исследований.



вые породы с массивной текстурой. Вкрапленники (10–30 об. %) представлены плагиоклазом (60–70 %), роговой обманкой (20–30 %), клинопироксеном (5–10 %), кварцем и биотитом. Основная масса дацитов представляет собой микрофельзитовый агрегат с бурыми непрозрачными пылевидными включениями

магнетита. Отмечаются редкие микролиты плагиоклаза, зерна циркона и апатита. В риодацитах фенокристы (10–30 об. %) образованы таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (70–80 %) и короткостолбчатыми зернами пироксена (5–10 %). Основная масса пилотакситовая, образована войлоком микролитов



**Рис. 2.** Фото пород коначанского комплекса Алганских гор.

*a* – призматическая отдельность нижней части покровов дацитовых лав; *б* – субвулканические тела коначанского комплекса ( $P_2, kn$ ) прорывают деформированные породы сеномана–турона ( $K_2, cm-t$ ).

полевых шпатов, в который включены зерна кварца и рудного минерала.

#### Использованные аналитические методы

Химический состав магматических пород был установлен в Лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН (г. Москва) под руководством С.М. Ляпунова. Петрогенные элементы были определены методом РФА на рентгенофлюоресцентном спектрометре S4 Pioneer (аналитики Б.В. Ермолаев и М.В. Рудченко). Определение п.п.п. проводилось весовым методом. Концентрации микроэлементов были исследованы методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе ICP-6500 (аналитик О.И. Окينا) по методике [36].

Изотопный анализ Rb, Sr, Sm и Nd производился на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Коррекция на изотопное фракционирование стронция производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению  $^{88}Sr/^{86}Sr = 8.37521$ . Нормализованные отношения приводились к значению  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.71025$  в международном изотопном стандарте NBS-987. Коррекция на изотопное фракционирование неодима производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению  $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$ . Нормализованные отношения приводились к значению  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.511860$  в ме-

ждународном изотопном стандарте La Jolla. Погрешность определения содержаний Rb, Sr, Sm и Nd составила 0.5 %. Погрешности определения изотопного состава Nd не превышают 0.003 %, а погрешности определения изотопного состава Sr не превышают 0.008 %. Уровень холостого опыта составил 30 pg для Rb, 30 pg для Sr, 10 pg для Sm и 20 pg для Nd.

Выделение монофаций акцессорных цирконов и их последующее U–Th–Pb датирование проводилось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по методике [54].

#### U–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Акцессорные цирконы выделены из четырех образцов: трех дацитов и одного андезидацита коначанского комплекса. Результаты анализов приведены в таблице 1 и на рис. 3, 4.

На микрофотографиях кристаллов цирконов (рис. 3), выполненных в режиме катодолюминесценции, видно, что они обладают коротко- и длиннопризматическим габитусом, размеры кристаллов 150–500 мкм ( $K_{удл} = 1.3–4.5$ ). Цирконы характеризуются очень хорошо выраженной тонкой осцилляторной зональностью и отсутствием унаследованных ядер (рис. 3), а величина отношения Th/U изменяется от 0.23 до 0.78 (табл. 1), что свойственно цирконам магматического генезиса. Конкордатные возрасты, рассчитанные для каждого образца (рис. 4), находятся в узком интервале от  $34.6 \pm 0.5$  до  $38.8 \pm 0.4$  млн лет.

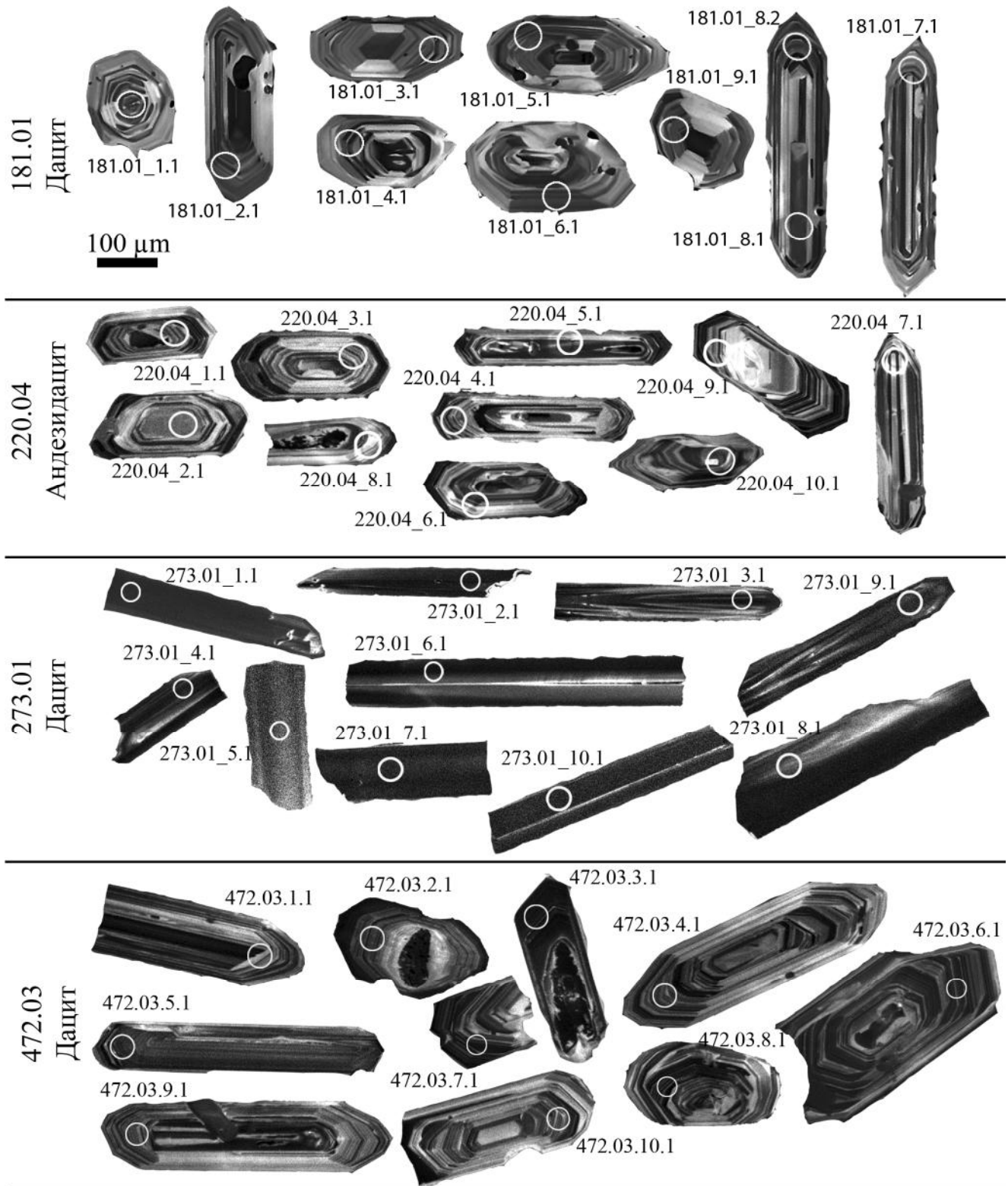
Таблица 1. Результаты U-Pb (SHRIMP-II) датирования цирконов из кислых вулканитов кончанского комплекса.

Точка анализа	<sup>206</sup> Pb		Содержания, г/г		Th/U	Возрасты, млн лет		Отношения изотопов						
	природ., %	радиогенный, г/г	U	Th		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U (1)	±	<sup>207</sup> Pb <sup>рад</sup> / <sup>206</sup> Pb <sup>рад</sup> (1)	± %	<sup>207</sup> Pb <sup>рад</sup> / <sup>235</sup> Pb (1)	± %	<sup>206</sup> Pb <sup>рад</sup> / <sup>238</sup> Pb (1)	± %	коэфф. корр.
181.01 – датит роговообманково-биотитовый; 34.6 ± 0.5 млн лет. СКВО = 1.01; вероятность = 0.31; 0.60 %*														
181.01_1.1	0.00	2.64	577	433	0.78	34.2	±0.6	0.047	5.9	0.0345	6.1	0.00532	1.8	0.298
181.01_2.1	3.90	1.31	281	135	0.50	33.5	±1.1	0.035	60	0.0250	60	0.00521	3.4	0.056
181.01_3.1	2.17	1.79	383	168	0.45	34.3	±0.8	0.046	24	0.0341	24	0.00533	2.4	0.100
181.01_4.1	0.00	2.15	449	238	0.55	35.8	±0.7	0.049	6.2	0.0379	6.5	0.00557	2.1	0.315
181.01_5.1	2.33	1.57	321	100	0.32	35.8	±0.9	0.035	34	0.0266	34	0.00557	2.5	0.073
181.01_6.1	3.59	1.07	224	126	0.58	34.6	±1.1	0.048	37	0.0360	37	0.00538	3.1	0.084
181.01_7.1	2.62	1.97	410	227	0.57	35.0	±0.9	0.031	46	0.0240	46	0.00544	2.7	0.059
181.01_8.1	4.27	0.857	187	74	0.41	32.9	±1.2	0.038	57	0.0270	57	0.00511	3.5	0.062
181.01_8.2	0.00	2.36	515	331	0.66	34.3	±0.7	0.051	5.5	0.0375	5.9	0.00533	2.0	0.337
181.01_9.1	3.58	1.46	297	101	0.35	35.5	±1.1	0.032	61	0.0240	61	0.00553	3.1	0.052
220.04 – андезитдацит роговообманковый; 37.8 ± 0.5 млн лет. СКВО = 0.15; вероятность = 0.7; 0.37 %*														
220.04_1.1	0.40	5.57	1089	392	0.37	38.14	±0.46	0.0459	8	0.0375	8.1	0.005935	1.2	0.148
220.04_2.1	1.35	4.43	894	114	0.13	36.57	±0.55	0.0445	15	0.0349	15	0.005689	1.5	0.100
220.04_3.1	1.13	3.19	624	217	0.36	37.78	±0.59	0.0446	14	0.0362	14	0.005879	1.6	0.109
220.04_4.1	0.92	4.72	923	393	0.44	37.88	±0.57	0.0477	15	0.0388	15	0.005893	1.5	0.101
220.04_5.1	0.57	7.46	1429	639	0.46	38.84	±0.48	0.042	11	0.035	11	0.006043	1.2	0.108
220.04_6.1	0.65	3.34	666	205	0.32	37.27	±0.58	0.0488	12	0.039	12	0.005798	1.6	0.131
220.04_7.1	1.24	2.31	449	168	0.39	38.00	±0.76	0.0411	17	0.0335	17	0.00591	2.0	0.115
220.04_8.1	0.57	2.77	580	129	0.23	35.51	±0.65	0.0492	11	0.0375	11	0.00552	1.8	0.167
220.04_9.1	2.01	1.4	256	47	0.19	40.03	±0.83	0.053	19	0.0453	19	0.00623	2.1	0.108
220.04_10.1	0.88	1.66	323	121	0.39	38.08	±0.69	0.0496	16	0.0405	16	0.00592	1.8	0.117

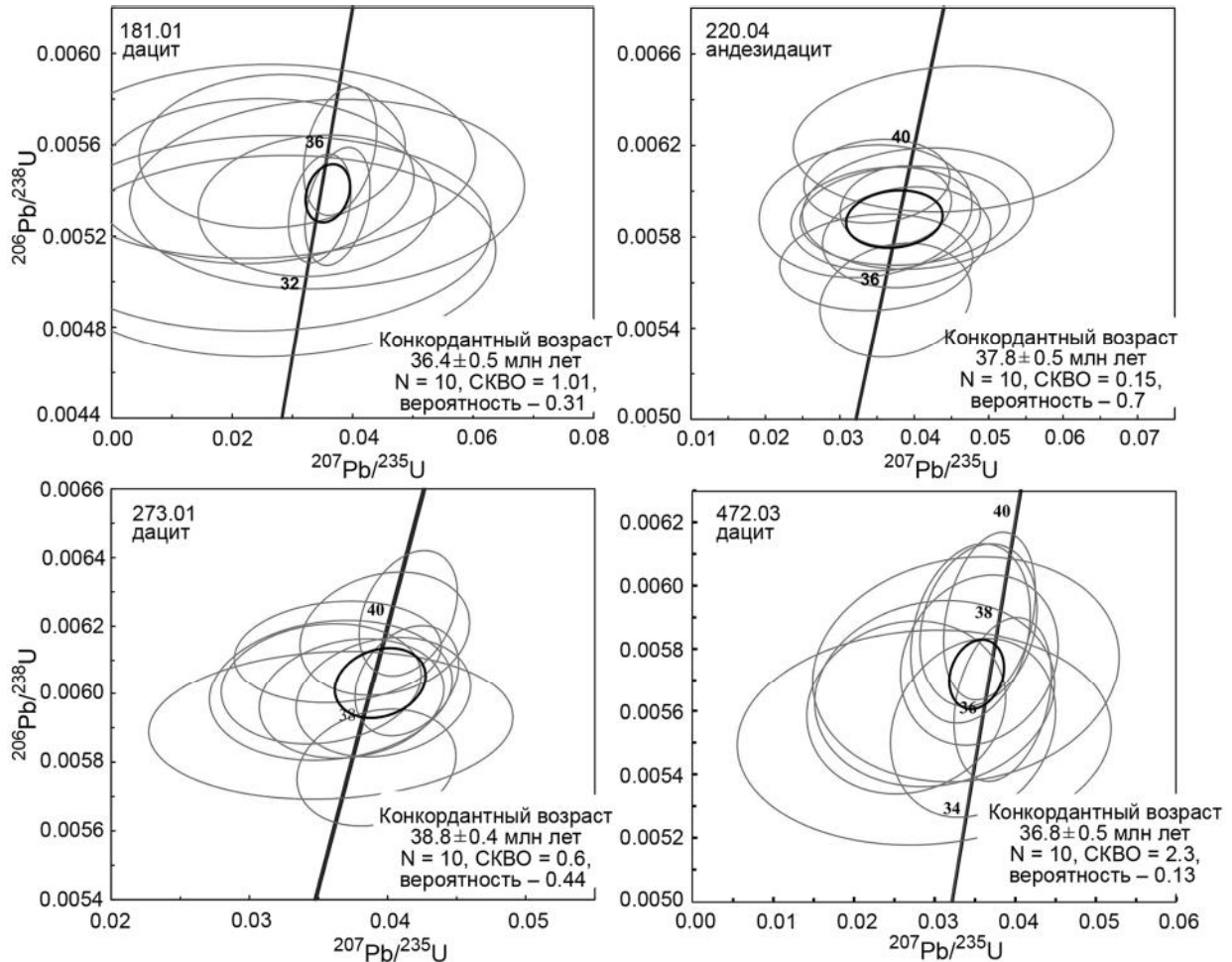
Таблица 1. (Окончание).

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}$		Содержания, г/т	Th/U	Возрасты, млн лет		Отношения изотопов				коэфф. корр.		
	природ., %	радиогеогенный, г/т			U	Th	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (1)	$\pm$	$^{207}\text{Pb}^{\text{рад}}/^{206}\text{Pb}^{\text{рад}}$ (1)	$\pm$ %		$^{207}\text{Pb}^{\text{рад}}/^{235}\text{Pb}$ (1)	$\pm$ %
273.01 – датирует роговообманковый; $38.8 \pm 0.4$ млн лет. СКВО = 0.60; вероятность = 0.44; 0.37 %*													
273.01_1.1	0.72	9.14	1724	0.59	39.35	$\pm 0.39$	0.0431	8.3	0.0364	8	0.006123	1.0	0.120
273.01_2.1	0.55	8.29	1553	0.65	39.69	$\pm 0.46$	0.0467	6.2	0.0398	6	0.006176	1.2	0.183
273.01_3.1	1.31	3.64	708	0.48	37.98	$\pm 0.56$	0.044	15	0.0359	15	0.005909	1.5	0.099
273.01_4.1	0.53	5.6	1075	0.49	38.76	$\pm 0.46$	0.0423	8.4	0.0352	8	0.00603	1.2	0.142
273.01_5.1	0.34	8.47	1640	0.58	38.5	$\pm 0.47$	0.0481	6.4	0.0397	7	0.005991	1.2	0.188
273.01_6.1	0.00	6.68	1287	0.47	38.81	$\pm 0.43$	0.0497	3.5	0.0414	4	0.006039	1.1	0.300
273.01_7.1	0.27	5.41	1086	0.59	37.18	$\pm 0.44$	0.0491	5.9	0.0392	6	0.005784	1.2	0.198
273.01_8.1	0.34	6.07	1177	0.57	38.48	$\pm 0.46$	0.0454	7.2	0.0374	7	0.005987	1.2	0.162
273.01_9.1	0.80	3.83	735	0.45	38.63	$\pm 0.54$	0.0434	10	0.0359	10	0.006011	1.4	0.138
273.01_10.1	0.00	11.4	2123	0.73	40.08	$\pm 0.46$	0.0483	3.3	0.0415	4	0.006237	1.2	0.331
472.03 – датирует; $36.8 \pm 0.5$ млн лет. СКВО = 2.3; вероятность = 0.13; 0.56 %*													
472.03.1.1	0.65	3.26	645	0.34	37.58	$\pm 0.75$	0.0427	8.6	0.0345	8.8	0.00585	2	0.227
472.03.2.1	0.52	7.1	1394	0.24	37.93	$\pm 0.7$	0.0452	6	0.0368	6.3	0.0059	1.8	0.293
472.03.3.1	0.48	19.1	3762	0.23	37.75	$\pm 0.68$	0.0438	8.2	0.0354	8.4	0.00587	1.8	0.215
472.03.4.1	0.98	2.93	609	0.25	35.67	$\pm 0.74$	0.0454	12	0.0348	12	0.00555	2.1	0.174
472.03.5.1	1.86	2.4	497	0.30	35.47	$\pm 0.89$	0.038	33	0.0287	33	0.00552	2.5	0.077
472.03.6.1	1.86	6.08	1237	0.23	36.08	$\pm 0.72$	0.0342	19	0.0265	19	0.00561	2	0.105
472.03.7.1	0.54	5.54	1137	0.25	36.25	$\pm 0.68$	0.0495	6.1	0.0384	6.4	0.00564	1.9	0.294
472.03.8.1	0.77	7.27	1458	0.37	37.04	$\pm 0.71$	0.0447	11	0.0355	11	0.00576	1.9	0.171
472.03.9.1	1.14	1.39	279	0.24	36.85	$\pm 0.94$	0.0429	23	0.0339	23	0.00573	2.5	0.111
472.03.10.1	1.79	3.68	743	0.28	36.36	$\pm 0.77$	0.0385	20	0.03	20	0.00566	2.1	0.105

Примечание. Ошибка на уровне 1-сигма. \* Ошибка в стандартной калибровке (не включена в качестве ошибки, но требуется при сравнении данных с разными пашками), (1) Природный Pb, скорректированный по  $^{204}\text{Pb}$ .



**Рис. 3.** Микрофотографии цирконов в режиме катодолуминисценции в едином масштабе. Кругом обозначено место локального анализа, номер анализа соответствует номеру в таблице 1.



**Рис. 4.** Диаграммы Терра-Вассербурга с конкордией (U-Pb SIMS) для кислых магматических пород коначанского комплекса.

Эллипсы соответствуют замерам изотопных отношений с погрешностями определений на уровне  $\pm 2\sigma$ ; N – количество зерен, принятых в расчет.

#### ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Изотопно-геохимические характеристики вулканических пород коначанского комплекса приведены в табл. 2–3 и на рис. 5–12.

##### *Петрогенные элементы*

По кремнекислотности изученные породы комплекса образуют непрерывный ряд от андезидацитов ( $\text{SiO}_2 \geq 63.6$  мас. %) до риодацитов, с преобладанием дацитов, и по соотношениям щелочей и кремнезёма являются известково-щелочными умереннокалиевыми (рис. 5). Отношения K/Na (мол. %) низкие (0.3–0.7). Все вулканы комплекса представляют собой перглиноземистые разновидности ( $\text{ASI} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 1.23\text{--}1.30$ , мол. %) с низкой, но

сильно варьирующей железистостью ( $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^{\text{total}} + \text{MgO}) = 0.52\text{--}0.95$ , рис. 6).

С увеличением содержания кремнезёма в лавах уменьшаются содержания  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}^{\text{total}}$ , MgO, CaO и  $\text{P}_2\text{O}_5$ , но возрастают  $\text{Na}_2\text{O}$ , тогда как в салитах из даек отмечается сильная негативная корреляция также между  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  (рис. 7). Содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  остаются практически постоянными.

##### *Редкие элементы*

Концентрации Cr и Ni в вулканических породах коначанского комплекса варьируют в широких пределах вне зависимости от магнезиальности пород ( $\text{mg}\# = 10\text{--}62\%$ ); отмечается лишь значимая отрицательная корреляция с ванадием. Среди дацитов обособляются две группы пород: сильно обогащенных



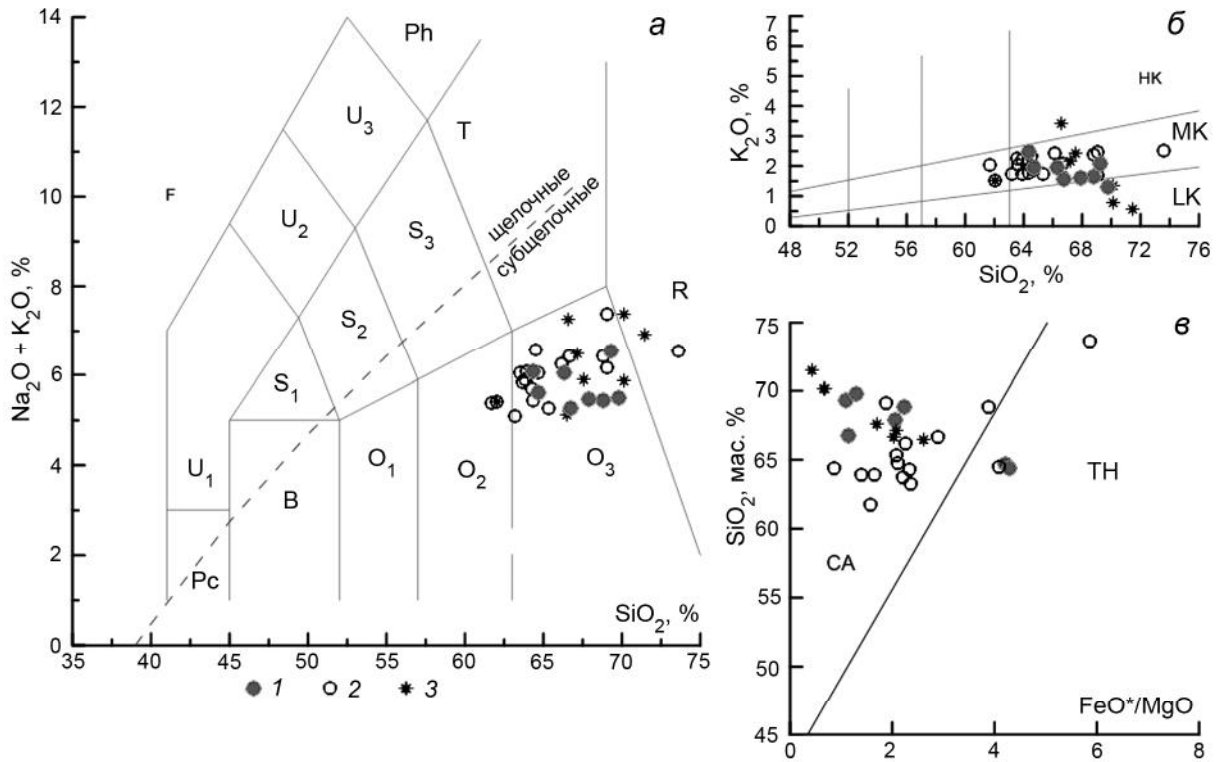
Таблица 2. Химический состав палеогеновых вулканитов Алганских гор (Корякское нагорье).

номер	7161	08-EL32/1	B2101.01	B2096.02	П510/1	П510/2	П510/3	П512/4
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	67.93	65.12	63.87	63.64	67.47	66.35	69.19	65.20
TiO <sub>2</sub>	0.33	0.51	0.75	0.85	0.38	0.42	0.42	0.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.03	15.43	15.71	16.26	14.65	15.46	15.74	14.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.85	6.69	6.21	5.70	4.47	3.79	2.37	4.48
MnO	0.04	0.07	0.08	0.09	0.03	0.02	0.05	0.03
MgO	2.33	0.35	1.33	1.20	1.80	1.67	1.63	3.54
CaO	3.04	3.97	5.08	4.97	3.83	4.63	4.23	4.10
Na <sub>2</sub> O	4.39	4.02	3.62	3.55	3.73	3.76	4.18	3.61
K <sub>2</sub> O	2.02	1.92	1.93	2.46	1.60	1.58	1.27	1.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.15	0.17	0.18	0.09	0.08	0.09	0.10
L.O.I.	1.91	1.75	1.24	1.07	1.92	2.21	0.83	2.30
Cr	17.8	15.1	25.6	25.8	146.4	106.1	63.9	163.9
Ni	8.2	19.9	6.9	6.8	93.5	54.7	38.4	72.6
Co	4.9	10.7	13.8	12.5	11.1	9.0	7.7	13.7
Sc	6.7	9.3	16.1	15.1	8.2	5.3	4.6	9.4
V	31.6	60.5	81.8	78.7	46.3	51.6	28.7	49.9
Li	20.2	48.1	29.9	17.4	19.7	21.1	16.5	18.3
Be	1.86	1.56	1.87	2.14	1.40	1.53	1.14	1.28
Cs	1.05	1.77	1.69	3.76	2.44	1.13	0.46	1.73
Rb	38.9	51.3	58.5	76.1	50.0	47.2	18.5	48.1
Ba	271.1	466.5	415.5	475.8	421.5	406.6	468.0	403.3
Sr	706.4	545.3	467.3	400.0	484.8	408.2	499.3	504.5
U	0.49	0.61	1.17	1.50	1.04	0.97	0.60	0.94
Th	1.09	2.77	3.40	4.57	2.87	2.30	2.67	2.92
Pb	6.47	8.05	6.64	8.77	6.41	6.73	10.23	8.52
Nb	2.48	5.20	6.61	7.68	4.38	1.51	4.10	4.16
Hf	1.87	3.10	3.18	4.25	2.80	2.92	2.57	2.75
Zr	86.2	149.7	135.3	185.9	119.5	114.6	111.2	116.5
Y	7.22	10.12	17.14	23.44	8.23	7.96	8.05	9.26
La	5.6	13.9	16.8	18.8	12.7	11.4	11.5	12.6
Ce	12.7	28.6	32.9	41.7	24.6	20.9	22.1	25.5
Pr	1.56	3.08	4.32	4.80	2.82	2.65	2.44	2.98
Nd	5.96	11.67	16.96	20.28	10.30	10.00	9.06	11.33
Sm	1.43	2.39	3.39	4.40	1.99	2.04	2.06	2.14
Eu	0.46	0.73	0.94	1.05	0.58	0.58	0.59	0.62
Gd	1.28	1.95	3.26	4.01	1.72	1.65	1.60	1.80
Tb	0.19	0.30	0.50	0.60	0.23	0.24	0.22	0.26
Dy	0.95	1.58	2.64	3.48	1.37	1.30	1.26	1.47
Ho	0.18	0.28	0.55	0.67	0.25	0.23	0.23	0.27
Er	0.48	0.83	1.46	1.92	0.67	0.69	0.68	0.74
Tm	0.07	0.12	0.21	0.28	0.09	0.09	0.10	0.10
Yb	0.48	0.76	1.25	1.85	0.61	0.58	0.63	0.70
Lu	0.07	0.11	0.18	0.28	0.09	0.08	0.10	0.11

Cr и Ni (106–164 и 55–94 ppm) и группа, отличающаяся более низкими концентрациями данных элементов (15–26 и 7–20 ppm, соответственно). Примечательно, что высокохромистые разновидности дацитов (табл. 2, ан. 5, 6, 8) приурочены к области развития Усть-Бельского офиолитового террейна, тогда как обр. 1–4 – к краевой части Алганского террейна.

Вариации содержаний некогерентных элементов в кислых вулканитах конечанского комплекса, нормированных к примитивной мантии ( $C_i/C_{pm}$ , [52]), и редкоземельных – к хондриту ( $C_i/C_{ch}$ , [35]), показаны на спайдерграммах (рис. 8).

Все вулканиты обогащены крупноионными литофильными элементами (LILE), легкими и средни-



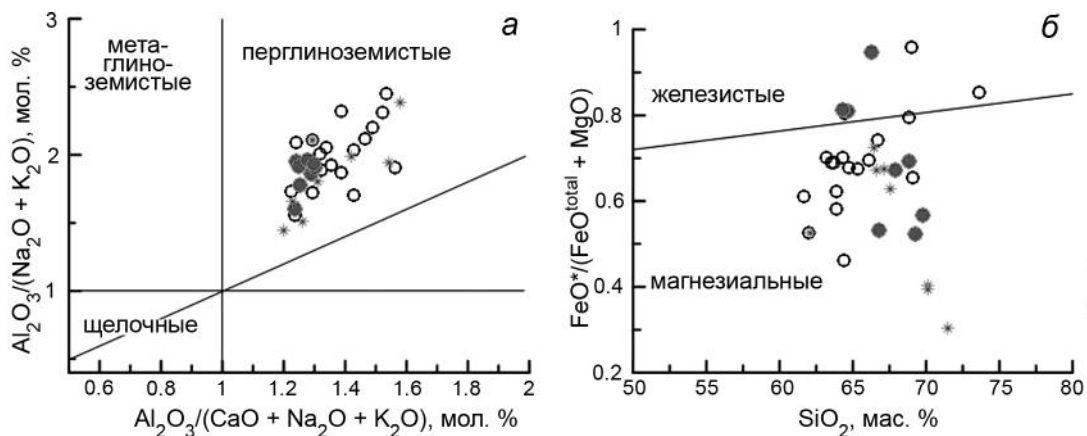
**Рис. 5.** Диаграммы TAS (а),  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  (б) и  $\text{SiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (в) для эоценовых кислых вулканитов кончанского комплекса Алганских гор.

1 – вулканиты, изученные авторами; 2–3 – по материалам геолого-съёмочных работ: 2 – эффузивная фация, 3 – субвулканическая фация.

а – Диаграмма TAS [40]. F – фойдиты, Pc – пикробазальты, B – базальты,  $O_1$  – андезибазальты,  $O_2$  – андезиты,  $O_3$  – дациты, R – риолиты,  $S_1$  – трахибазальты,  $S_2$  – трахиандезибазальты,  $S_3$  – трахиандезиты, T – трахиты и трахидациты,  $U_1$  – базаниты и тефриты,  $U_2$  – фонтотефриты,  $U_3$  – тефрифенолиты, Ph – фонолиты. Линия раздела щелочных и субщелочных пород по [38].

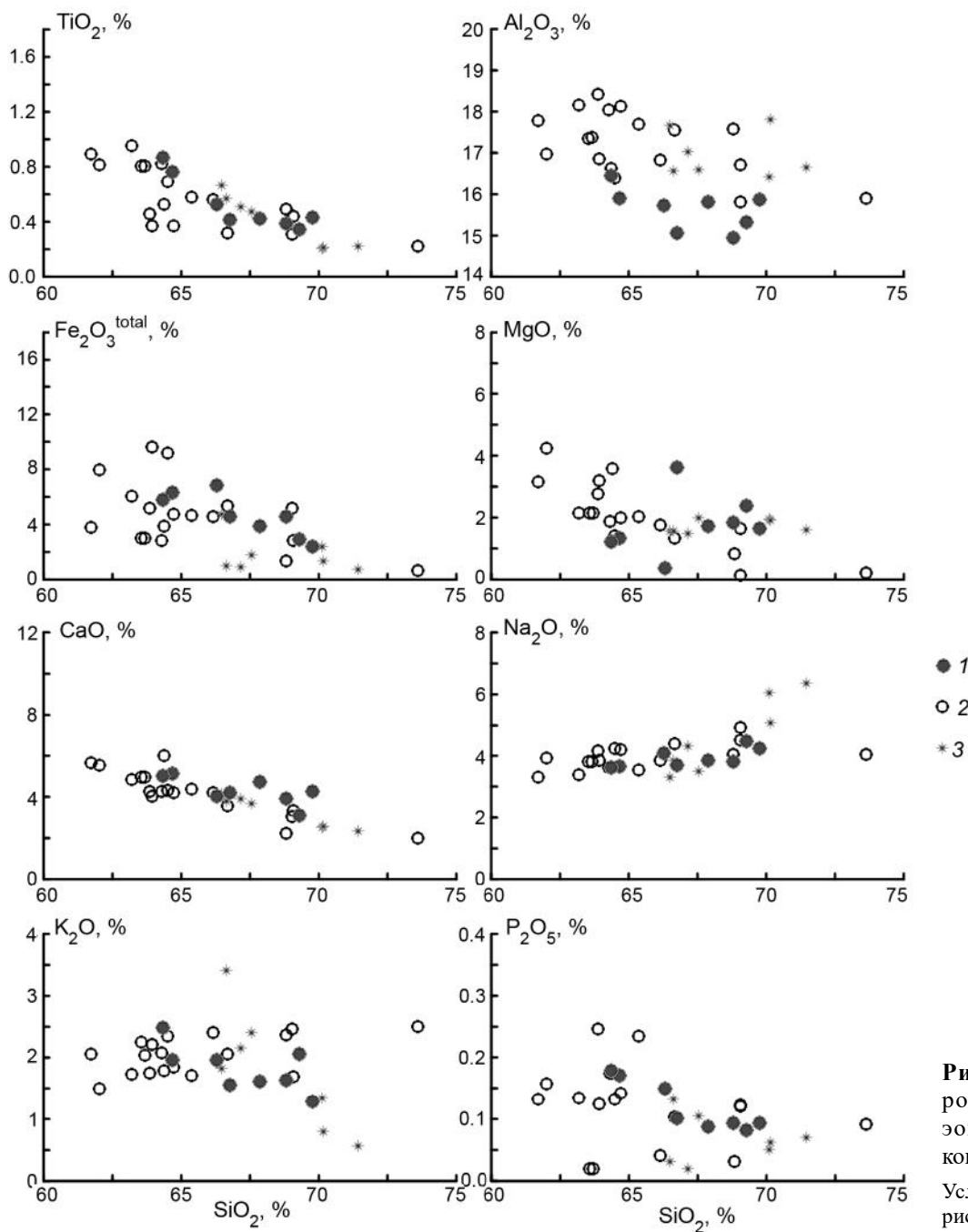
б –  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ . Вулканические серии [48]: LK – низкокалевая, MK – умереннокалевая известково-щелочная, НК – высококалевая известково-щелочная.

в – Диаграмма  $\text{SiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$ . Линия раздела пород толеитовой (Th) и известково-щелочной (CA) серий по [43].



**Рис. 6.** Классификационные диаграммы  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  [42] (а) и  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})-\text{SiO}_2$  [37] (б) для эоценовых кислых вулканитов кончанского комплекса.

Условные обозначения см. рис. 5.

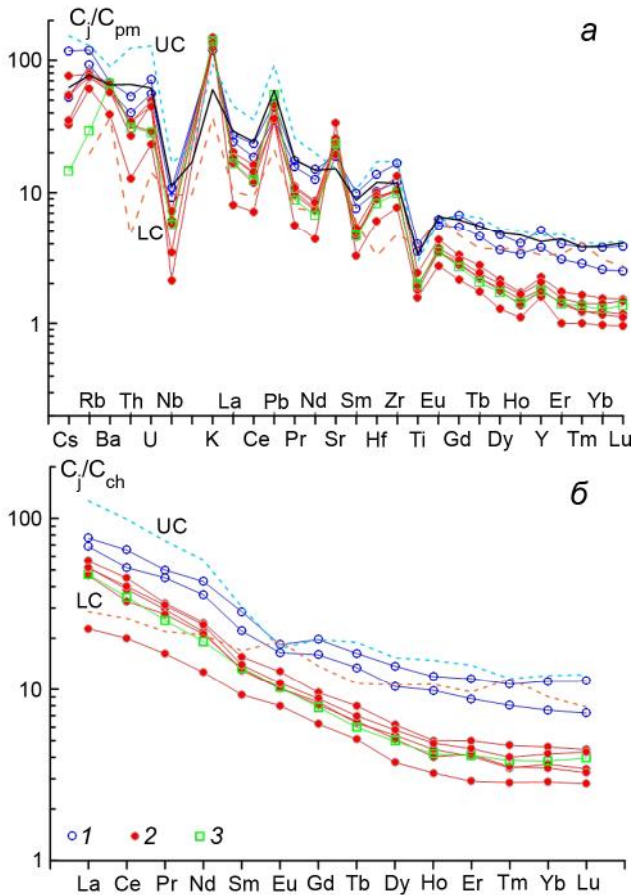


**Рис. 7.** Вариации петрогенных элементов в эоценовых вулканитах конечанского комплекса. Условные обозначения см. рис. 5.

ми редкоземельными (рис. 8, а). Эти особенности их состава отражены в появлении на спайдерграммах резких минимумов по Nb ( $Nb/Nb^* = 0.10-0.33$ )\*\* и Ti

\*\* $Nb/Nb^*$  – способ выражения аномалий Nb при анализе нормированных к примитивной мантии концентраций малых элементов. Nb – измеренное содержание элемента в породе, а  $Nb^*$  – теоретическое его содержание, рассчитанное на основе непрерывного спектра в области соседствующих на спайдерграммах элементов.  $Nb/Nb^* = Nb_n / [(Th_n)(La_n)]^{1/2}$ . Аналогичным образом рассчитываются другие аномалии –  $Zr/Zr^*$ ,  $Sr/Sr^*$  и т. д.

( $Ti/Ti^* = 0.25-0.40$ ), при наличии максимумов по K, Y ( $Y/Y^* = 1.15-1.50$ ). Вместе с тем отмечаются определенные различия между андезидацитами и дацитами. Так, андезидациты при сходстве спектра распределения, с одной стороны, в большей степени обогащены высоkozарядными (HFSE) элементами, с другой – имеют менее выраженные пики по Hf ( $Hf/Hf^* = 1.6-1.7$  против 2.0–2.4 в дацитах), Zr ( $Zr/Zr^* = 1.8-2.0$ ), Pb ( $Pb/Pb^* = 2.10-2.3$  против 2.9–5.5), Sr ( $Sr/Sr^* = 1.5-2.2$  против 3.2–8.8). Редкоэлементный состав риодацита близок к составу дацитов.



**Рис. 8.** Распределение редких (а) и редкоземельных (б) элементов в эоценовых вулканитах коначанского комплекса.

1 – андезидациты, 2 – дациты, 3 – риодацит.

Содержания некогерентных элементов в породах нормированы по примитивной мантии (pm) [52] и хондриту (ch) [35]. Состав верхней коры (UC) и средний состав коры (сплошная линия), по [49], меловой нижней (LC) коры континентальных окраин севера Пацифики по [1].

На графике нормирования к хондриту (рис. 8, б) коначанские вулканиты характеризуются слабым обогащением легкими элементами и сходным спектром распределения редких земель. В андезидацитах величины  $La_n/Sm_n$  и  $La_n/Yb_n$  отношений составляют 2.7–3.1 и 6.9–9.1, соответственно, при более высоких отношениях в дацитах (2.4–4.0 и 6.9–14.2). Европиевая аномалия выражена лишь в андезидацитах ( $Eu/Eu^* = 0.76–0.87$ ).

### Изотопный состав Sr и Nd

Изотопный состав Sr и Nd в породах коначанского комплекса приведен на рис. 9 и в табл. 3. Андезидациты и дациты характеризуются узкими вариациями отношений изотопов неодима ( $\epsilon_{Nd}(T) = 4.5–5.6$ ) и стронция ( $^{87}Sr/^{86}Sr_0 = 0.703225–0.703694$ ). В коор-

динах  $\epsilon_{Nd}(T) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  изотопные характеристики пород коначанского комплекса располагаются вдоль линии мантийной корреляции и отражают состав умеренно истощенной мантии (рис. 9). Эффект коровой контаминации на изотопный состав пород коначанского комплекса, видимо, был незначительным, о чем свидетельствует субгоризонтальный тренд их фигуративных точек на построенной нами диаграмме  $^{143}Nd/^{144}Nd - SiO_2$  (не приведена).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обстановка общей компрессии в северной части Корякского нагорья предопределила условия для анатексиса больших объемов земной коры и способствовала возникновению промежуточных очагов, приведших к развитию как сильно дифференцированных базальт-дацитовых (риолитовых) серий, так и к формированию полей кремнекислого вулканизма, часто завершающего свое развитие интенсивными эксплозиями с кислой пирокластикой и игнимбритами [19].

Геохимические характеристики кремнекислые пород коначанского комплекса, а также расположение их фигуративных точек на диаграммах  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O) - (Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$  [41],  $FeO^*/MgO - (Ce+Zr+Nb+Y)$  [53] и  $Y - Nb - Ce$  [34] указывают на близость к составу, с одной стороны, нефракционированных (или слабо фракционированных) гранитоидов *M*-, *I*- или *S*-типа (рис. 10, а, б), с другой – к гранитоидам, сформированным в результате взаимодействия мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры или в результате непосредственного плавления пород континентальной коры (рис. 10, в).

Дациты, при близких содержаниях кремнезема, характеризуются сильно варьирующими значениями магниевого числа: от мантийных (0.6) до коровых (0.3–0.1), при отсутствии значимых величин коэффициента корреляции, что указывает также на высокую вероятность смешения расплавов корового и мантийного генезиса при образовании данных пород.

Отличительной чертой вулканитов коначанского комплекса, наряду с высокими содержаниями хрома и никеля, являются высокие Sr/Y (20–97) и La/Yb (12–21) отношения, сближающие их с адацитами [9, 55]. Более детально эти вопросы будут обсуждены в специальной публикации.

Кремнекислые вулканиты комплекса в целом обогащены такими несовместимыми элементами, как Rb, K, Pb, Sr и Y и обеднены Th, Nb, Sm и Ti (рис. 8, а). Вулканиты имеют геохимическое сходство с модельными составами пород коры и, прежде всего, с составом верхней коры [49].

Таблица 3. Результаты Sm/Nd и Rb/Sr изотопных исследований палеогеновых вулканических пород Алганских гор (Корякское нагорье).

№ образца	Порода	Содержание, ppm				Изотопные отношения					
		Sm	Nd	Rb	Sr	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(0)$
B2096.02	Андезидацит	4.614	20.81	58.85	387.9	0.1335	0.512865 ± 3	4.7	0.4393	0.703919 ± 6	0.703694
П1512/4	Дацит	2.374	12.02	34.08	499.5	0.1189	0.512909 ± 3	5.6	0.1975	0.703326 ± 6	0.703225
08-EL32/1	Дацит	2.686	13.89	39.32	536.3	0.1164	0.512852 ± 7	4.5	0.2123	0.703588 ± 10	0.703479
П1510/3	Риодацит	2.242	11.11	12.07	498.6	0.1215	0.512885 ± 5	5.2	0.0701	0.703283 ± 5	0.703247

Примечание. Начальные изотопные отношения ( $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(0)$ ) в породах скорректированы на возраст в 36 млн лет.

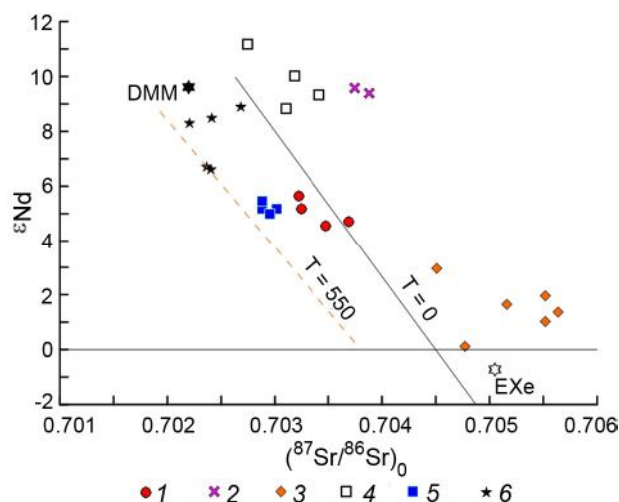


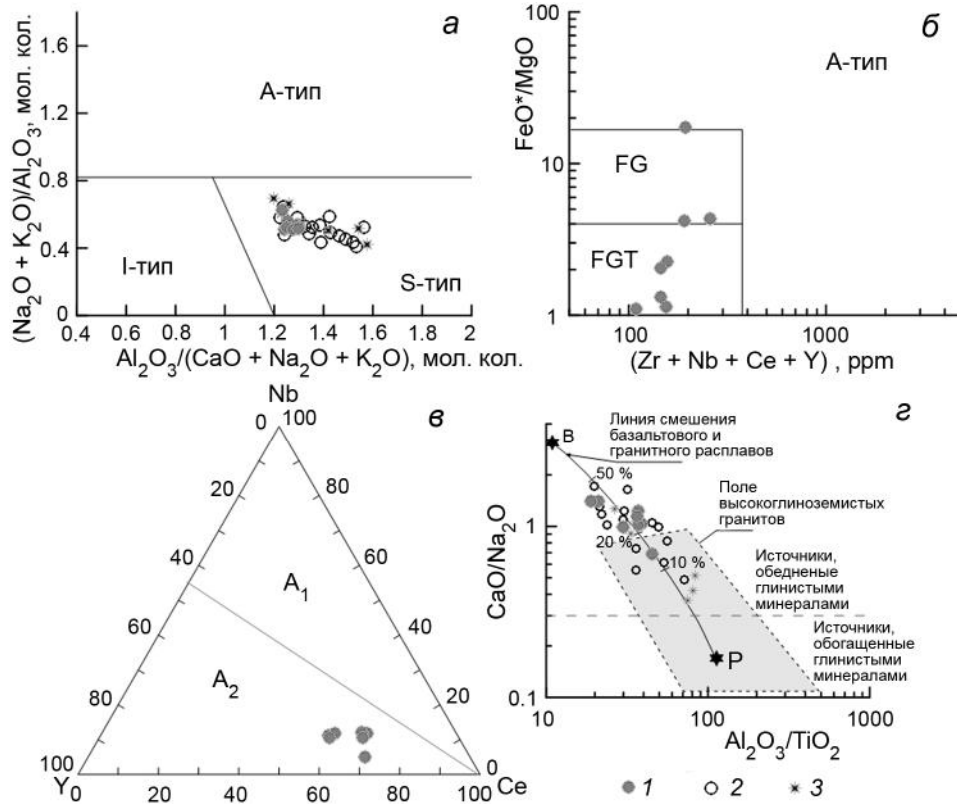
Рис. 9. Соотношение  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  в эоценовых вулканитах кончанского комплекса.

1 – кончанский комплекс; 2–5 – по [22 и неопубликованные авторские данные]; 2 – элекайский комплекс (олигоцен), 3 – велнолыкский комплекс (эоцен), 4–5 – Красноозерское вулканическое поле; 4 – позднеэоценовый комплекс, 5 – маастрихт-среднеэоценовый комплекс; 6 – вендские плагиограниты, Усть-Бельские горы [11]. DMM – деплетированная мантия [39], EHe – средний состав нижнекоровых ксенолитов Берингоморского региона [1]. Линии мантийной корреляции проведены для нулевого времени ( $T = 0$ ) и 550 млн лет ( $T = 550$ ).

Спектры распределения высокозарядных элементов, наряду с минимумами по Nb и Ti, осложнены интенсивными положительными аномалиями Zr и Hf, в меньшей степени – Y. Между содержаниями Zr и Hf наблюдается значимая прямая зависимость. Вероятно, главным концентратом этих элементов в салитах комплекса является акцессорный циркон, единичные зерна которого были обнаружены в минералогических пробах.

Отмечаются существенно большие концентрации HFSE и средних-тяжелых REE в андезидацитах по сравнению с дацитами. Подобное обогащение могло свидетельствовать о значительной роли амфиболов в образовании кислых расплавов при дифференциации магмы [30].

Дацинты кончанского комплекса сложно классифицировать в рамках I-, A-, M-, S-систематики гранитоидов. Высокая глиноземистость пород ( $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) = 1.6\text{--}2.0$ ) позволяет рассматривать их как «граниты S-типа», однако низкие концентрации  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.08–0.10 мас. %), повышенная магнезиальность, обогащение Cr и Ni, отсутствие таких типоморфных минералов, как мусковит и кордиерит, дают основание сопоставлять эти салиты с гранитами I-типа. В совокупности данные характеристики дацитов наиболее соответствуют переходному I-S типу.



**Рис. 10.** Диаграммы  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$  [41] (а),  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ – $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$  [53] (б),  $\text{Y}$ – $\text{Nb}$ – $\text{Ce}$  [34] (в) и  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ – $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  [51] (г) для эоценовых кислых вулканитов коначанского комплекса.

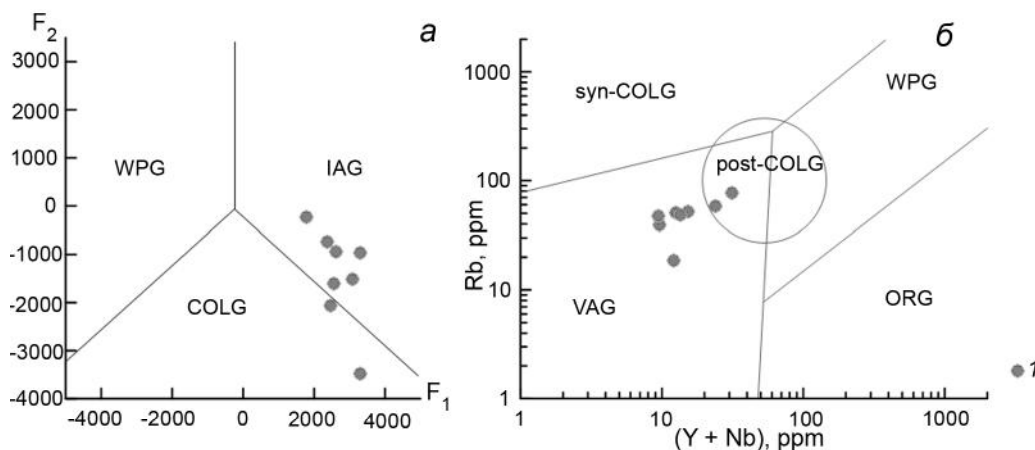
Гранитоиды *M*-, *I*-, *S*-типов: фракционированные (FG) и нефракционированные (FGT), А-тип – гранитоиды А-типа. А<sub>1</sub> – гранитоиды, возникшие в результате дифференциации щелочнобазальтовых магм при незначительных процессах ассимиляции, А<sub>2</sub> – гранитоиды, сформированные в результате взаимодействия мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры или посредством плавления пород континентальной коры. Линия смешения базальтового и гранитного расплавов на рисунке (г) рассчитана между фанерозойским базальтом [31] (точка В) и расплавом, произведенным при плавлении пелита при  $T = 850^\circ\text{C}$  и  $P = 10$  кбар [45] (точка Р). Пунктирные линии на рисунке (г) разделяют поля источников, обогащенных и обедненных глинистыми компонентами. Условные обозначения см. рис. 5.

Дацинты обнаруживают достаточно высокие значения отношения  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  (0.7–1.4), что, наряду с низкими значениями отношений  $\text{Rb}/\text{Sr}$  (0.06–0.19) и  $\text{Rb}/\text{Ba}$  (0.04–0.16) характеризует их источник как обедненный глинистыми минералами. По мнению П. Сильвестер и др. [51], салиты с подобными петрохимическими характеристиками могли образоваться как при непосредственном плавлении псаммитового источника, так и в результате смешения базальтового расплава с кислым расплавом – результатом плавления метапелитов. Для дацитов коначанского комплекса второй вариант выглядит более предпочтительным, о чем свидетельствует и расположение фигуративных точек состава дацитов вблизи линии смешения модельных составов базальтов и гранитоидов (рис. 10, г). Кроме того, положительные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$  в вулканитах (4.5–5.6) указывают на существенный вклад в источник даци-

тов ювенильного мантийного материала с высокими значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}$ .

На диаграмме С.Д. Великославинского [2], построенной на основе дискриминантных функций, в качестве аргументов использующих как петрогенные, так и малые элементы (рис. 11, а), фигуративные точки салитов (за исключением риодацита) занимают область надсубдукционных гранитов. Показательно положение пород коначанского комплекса на классификационной диаграмме  $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$  [46, 47], на которой они образуют общий рои фигуративных точек, прослеживающийся из поля состава постколлизийных гранитов (андезидациты) в поле вулканических дуг (дациты и риодацит) (рис. 11, б).

Итак, установленные нами изотопно-геохимические характеристики кислых пород коначанского комплекса свидетельствуют, что все салиты имеют значения вариаций  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  (4.5–5.6), низкие концентрации



**Рис. 11.** Дискриминантные диаграммы  $F_2$ – $F_1$  (а) [2] и  $Rb$ – $(Y+Nb)$  (б) [46] для эоценовых кислых вулканитов коначанского комплекса.

1 – коначанский комплекс. Поля составов кислых пород по [46, 47]: WPG – внутриплитных, Syn-COLG – синколлизийных, post-COLG – постколлизийных, ORG – океанических хребтов, VAG – вулканических дуг; IAG – субдукционных, по [2].

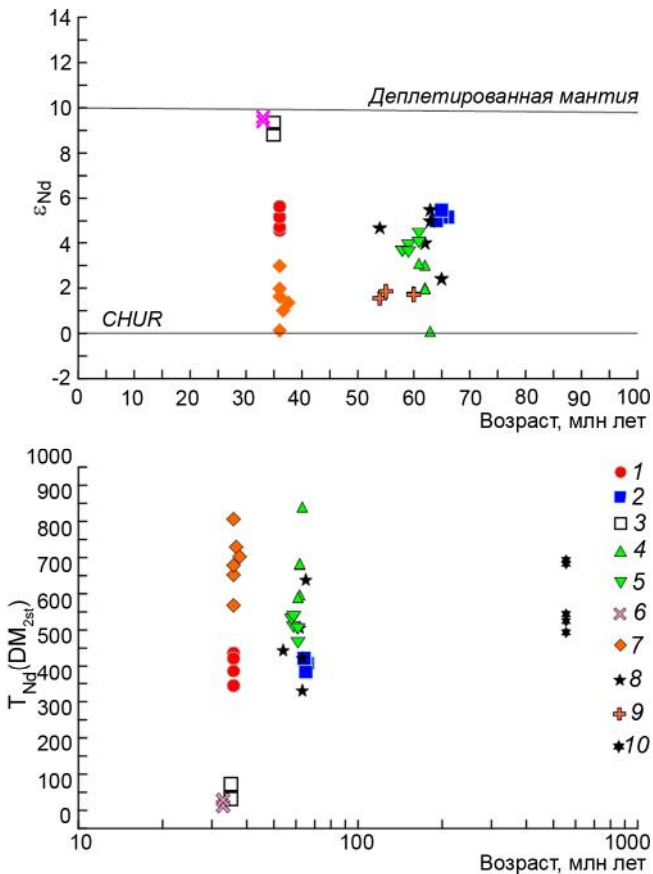
высокозарядных и тяжелых редкоземельных элементов, позволяющие в целом говорить о деплетированном характере мантии региона. Топология распределения несовместимых элементов обуславливает сходство салитов комплекса, с одной стороны, со средним составом коры, по [49], с другой – с кислыми породами, образующимися путем частичного плавления как метамафитового, так и метатерригенного источников в коровых условиях. Принимая во внимание низкие значения первичных отношений изотопов стронция (0.703225–0.703694), вероятнее предположить, что источником салитового расплава служили метабазальтовые породы, в определенной степени контаминированные осадочным материалом, что подтверждается и нахождением в основной массе дацитов ксеногенных кристаллов циркона докембрийского возраста [5].

Другой информативной характеристикой предполагаемого источника магм является модельный Sm-Nd возраст ( $T_{Nd}(DM)$ ), определяющий время отделения ювенильного вещества земной коры от деплетированной мантии [32]. Считается, что процессы последующей внутрикоровой переработки (анатексис, метаморфизм и др.) существенного фракционирования Sm и Nd не вызывают, и первичные Nd изотопные характеристики сохраняются в процессе эволюции. Существуют две модели расчета этого времени – одностадийная и двухстадийная [33]. Для первой возраст ( $T_{Nd}(DM)$ ) рассматривается как момент отделения от деплетированной мантии расплава, идентичного составу породы по геохимическим характеристикам, в первую очередь по такому же значению Sm/Nd. Во второй модели предполагается двухстадийное фракционирование редких земель в

ходе образования породы. Первое – происходит при образовании пород коры в результате плавления деплетированной мантии, в результате чего кора приобретает геохимические характеристики ее среднего состава ( $Sm/Nd = 0.22$ ). Второе – фракционирование, сопровождаемое изменением величины Sm/Nd, отвечает моменту плавления коры и образованию магматической породы ( $T_{Nd}(DM_{2st})$ ).

Для дацитов коначанского комплекса, сформировавшихся в диапазоне 34–39 млн лет, изотопные составы характеризуются величинами  $\epsilon_{Nd}(T) = +4.5 - +5.6$ . Модельный возраст источников пород достаточно выдержан:  $T_{Nd}(DM) = 390-545$  млн лет,  $T_{Nd}(DM_{2st}) = 390-490$  млн лет и, в целом, близок к датировкам офиолитов Усть-Бельского и Ганычаланского террейнов Западно-Коряжского орогена [11, 12].

Известные данные по изотопному составу Nd в породах палеогеновых магматических комплексов Северо-Востока [14, 15, 21–23] обобщены на диаграммах вариаций изотопного состава  $\epsilon_{Nd}(T)$  и Nd изотопного модельного возраста  $T_{Nd}(DM_{2st})$  (рис. 12). Как видно из диаграмм, модельный возраст и изотопный состав Nd дацитов коначанского комплекса достаточно близки к таковым для более ранних рифтогенных магматических образований Красноозерского (маастрихт-среднеэоценовый комплекс), Амгуэм-Канчаланского (палеоцен) и Гармандинского (палеоцен, Северное Приохотье) вулканических полей, приуроченных к структурам Охотско-Анадырской рифтовой системы. При этом вулканиты коначанского комплекса по указанным параметрам изотопного состава отличаются от близковозрастных пород Велнолыкского, Элекай-



**Рис. 12.** Вариации изотопного состава  $\epsilon_{Nd}(T)$  и Nd изотопного модельного возраста ( $T_{Nd}(DM_{2st})$ ) палеогеновых магматических пород Северо-Востока Азии во времени.

1 – Алганские горы; 2–3 – Рарытгинский ареал; 2 – маастрихт-среднеэоценовый комплекс, 3 – позднеэоценовый комплекс; 4–5 – Амгуэм-Канчаланское поле, ассоциации [14]: 4 – субщелочная, 5 – щелочная; 6 – Элекайский ареал; 7 – Велнолыкский ареал; 8 – Гармандинский ареал [15]; 9 – Колочинско-Мечигменский ареал [23]; 10 – вендские плагиограниты, Усть-Бельские горы [11]. 2, 3, 6, 7 – [21, 22] и неопубликованные авторские данные.

ского и Ламутско-Пархонайского вулканических полей, а также пород позднеэоценового комплекса Красноозерского вулканического поля, т.е. вулканических толщ, традиционно рассматривавшихся в составе надсубдукционного Западнокамчатско-Корякского вулканического пояса.

## ВЫВОДЫ

1. Эоценовые кремнекислые породы коначанского кроющего комплекса (Алганские горы, северо-западная часть Корякского нагорья) представлены умереннокалиевыми перглиноземистыми ( $ASI = 1.23–1.30$ ), умеренно- и высокомагнезиальными разновидностями, с умеренными и высокими содержаниями хрома и никеля. Содержания Sr, Y и Yb адакитовые.

2. Датирование U-Pb методом по циркону подтвердило их позднеэоценовый возраст ( $34.63 \pm 0.54 – 38.8 \pm 0.4$  млн лет, приабон), близкий к датировкам, полученным K-Ar методом при геолого-съёмочных работах (25–44 млн лет).

3. Проявления кремнекислого вулканизма в Алганских горах синхронны смене обстановки растяжения режимом сжатия, вызванного аккрецией террейнов Олюторско-Восточно-Камчатской островодужной системы [27]. Аккреция привела к блокированию фронта апвеллинга континентальной астеносферы, что инициировало интенсивный коровый анатексис и кремнекислый магматизм.

4. Высокие  $^{143}Nd/^{144}Nd$  и низкие  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношения в породах комплекса, характер распределения редких и редкоземельных элементов позволяют предположить, что материнским субстратом салитового расплава, в некоторой степени контаминированного затем осадочным материалом, служили метабазитовые породы.

5. Модельный одностадийный и двустадийный возрасты кремнекислых пород  $T_{Nd}(DM) = 390–545$  млн лет,  $T_{Nd}(DM_{2st}) = 390–490$  млн лет существенно отличаются от возраста кристаллизации породы. В то же время их изотопный состав  $\epsilon_{Nd}(T)$  и  $T_{Nd}(DM_{2st})$ -модельный возраст сопоставимы с таковыми в рифтогенных базальтах Красноозерского вулканического поля ( $\epsilon_{Nd}(T) = 5.0–5.5$ , 430–470 млн лет, маастрихт-среднеэоценовый комплекс). Полученные данные могут свидетельствовать об одинаковых нижнекоровых источниках кремнекислых магм в двух разновозрастных комплексах постааккреционного вулканизма, формировавшихся в неодинаковых геодинамических обстановках.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны В.В. Лебедеву, А.Д. Киевскому и С.В. Аксену (ОАО «Георегион», г. Анадырь) за помощь в проведении полевых работ, А.Р. Гептнеру (ГИН РАН) – за ценные консультации при проведении петрографических исследований.

Работа выполнена в рамках государственного плана научно-исследовательских работ, проект № 0135-2019-0038 (ГИН РАН) и 0153-2019-0002 (ИГТД РАН).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Андроников А.В., Мукаса С.Б., Миллер Э.Л. Меловая нижняя кора континентального обрамления северной Пацифики: петролого-геохронологические данные по нижне-среднекоровым ксенолитам // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 34–73.
- Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых



- магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 363–380.
3. Вяткин Б.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Сер. Анадырская. Лист Q-59-XXXV, XXXVI. горы Ирвыней: Объясн. зап. М.: Союзгеолфонд, 1990. 85 с.
  4. Геологическая карта Чукотского автономного округа. 1:500000. / В.А. Варламова, Г.М. Малышева, Б.В. Вяткин, Т.В. Звезда. Анадырь: ФГУП «Георегион», 2004.
  5. Гульпа И.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000 (2-ое поколение). Серия Корякская. Лист Q-59-XXIX, XXX. Отрожный: Объясн. зап. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 271 с.
  6. Захаров В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Сер. Анадырская. Лист Q-59-XXIX: Объясн. зап. М.: Союзгеолфонд, 1980. 114 с.
  7. Зинкевич В.П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1991. 112 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 349).
  8. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
  9. Колосков А.В., Коваленко Д.В., Ананьев В.В. Адакитовый вулканизм на континентальной окраине и его проблематика. Ч. II. Адакиты в составе пород Охотоморского, Камчатского и Берингоморского регионов: типизация и петрогенезис // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 5. С. 25–44.
  10. Малышева Г.М., Исаева Е.П., Тихомиров Ю.Б., Вяткин Б.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1000000 (3-е поколение). Сер. Чукотская. Лист Q-59. Марково: Объясн. зап. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 226 с. + 1 вкл.
  11. Моисеев А.В., Лучицкая М.В., Гульпа И.В., Хубанов В.Б., Беляцкий Б.В. Вендский и пермо-триасовый плагиогранитный магматизм Усть-Бельских гор, Западно-Корякская складчатая система, Северо-Восток России // Геотектоника. 2019. № 1. С. 87–114.
  12. Паланджян С.А. Усть-Бельский офиолитовый террейн Западно-Корякского орогена: изотопное датирование и палеотектоническая интерпретация // Геотектоника. 2015. № 2. С. 50–67.
  13. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
  14. Полин В.Ф., Сахно В.Г., Максимов С.О., Сандмиров И.В. Изотопно-геохимические характеристики и глубинные источники субщелочных и щелочных пород палеогеновой контрастной формации Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля ОЧВП // Докл. АН. 2009. Т. 429, № 2. С. 227–233.
  15. Смирнов В.Н., Федоров П.И., Богомоллов Е.С. Новые данные о возрасте и составе кайнозойских андезибазальтов и андезитов в бассейне реки Большая Гарманда (Северное Приохотье) // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, № 6. С. 65–75.
  16. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 181 с.
  17. Соколов С.Д., Бялбжецкий С.Г. Террейны Корякского нагорья (опыт использования террейнового анализа) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.
  18. Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
  19. Федоров П.И., Филатова Н.И., Дворянkin А.И. Кайнозойский вулканизм востока Корякского нагорья (Северо-Восток России) и геодинамические обстановки его проявления // Тихоокеан. геология. 1996. № 3. С. 3–13.
  20. Федоров П.И., Филатова Н.И. Геохимия и петрология позднемеловых-кайнозойских базальтов зон растяжения на континентальной окраине Северо-Востока Азии // Геохимия. 1999. № 2. С. 115–132.
  21. Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 537).
  22. Федоров П.И., Коваленко Д.В., Агеева О.А. Западнокамчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканогенный пояс: возраст, состав и источники формирования // Геохимия. 2011. № 8. С. 813–838.
  23. Федоров П.И., Смирнов В.Н. Раннекайнозойский вулканизм Колочинско-Мечигменского грабена (Чукотский полуостров) // Петрология. 2014. Т. 22, № 1. С. 60–71.
  24. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Наука, 1988. 264 с.
  25. Филатова Н.И. Окраинно-континентальный синдвиговый маастрихт-палеогеновый магматизм Востока Азии (к проблеме «поясов» Корякско-Западнокамчатского региона) // Петрология. 2015. Т. 23. № 4. С. 363–385.
  26. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1635–1645.
  27. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А. Геодинамика Северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое-раннепалеогеновое время // Геотектоника. 2009. № 4. С. 37–62.
  28. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кайнозойские вулканические пояса северной Камчатки и их роль в региональных моделях субдукции // Геотектоника. 2011. № 3. С. 48–63.
  29. Шкурский В. И., Старцев Г. Н., Маликова С. А. Отчёт о работе Право-Алганской поисково-съёмочной партии масштаба 1 : 50 000 за 1962 год. Чукотский ТГФ, 1963.
  30. Brophy J.G. A study of rare earth element (REE) – SiO<sub>2</sub> variations in felsic liquids generated by basalt fractionation and amphibolite melting: a potential test for discriminating between the two different processes // Contr. to Miner. Petrology. 2008. V. 156. P. 337–357.
  31. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.
  32. De Paolo D.J. Neodymium isotope geochemistry: an introduction. New York, Springer-Verlag, 1988. 187 p.
  33. De Paolo D.J., Linn A.M., Schubert G. The continental crustal age distribution: Methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 2071–2088.
  34. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geol. 1992. V. 20. P. 641–644.
  35. Evensen N.M., Hamilion P.J., O’Nions R.K. Rare earth

- abundances in chondritic meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1978. V. 42. P. 1199-1212.
36. Fedyunina N.N., Seregina I.F., Bolshov M.A., Okina O.I., Lyapunov S.M. Investigation of the efficiency of the sample pretreatment stage for the determination of the rare earth elements in rock samples by inductively coupled plasma mass spectrometry technique // *Analytica Chim. Acta*. 2012. V. 713. P. 97–102.
  37. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 2033–2048.
  38. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification on the common volcanic rocks // *Can. J. Earth Sci.* 1971. V. 8. P. 523–548.
  39. Hart S.R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90. P. 273–296.
  40. Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // *J. Petrol.* 1986. V. 27. P. 745–750.
  41. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of central Hokkaido, North Japan // *Tectonophysics*. 1990. V. 174. P. 235–255.
  42. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1989. V. 101. P. 635–643.
  43. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arc and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. V. 274, N 4. P. 321–355.
  44. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., et al. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map: U.S. Geol. Sur. Open-File Report 94-714 (2 sheets, scale 1 : 5000000, 1 sheets, scale 1 : 10000000), 1994. 433 p.
  45. Patiño Douce A.E., Johnston A.D. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites // *Contr. Miner. Petrol.* 1991. V. 107. P. 202–218.
  46. Pearce J., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.
  47. Pearce J. Sources and settings of granitic rocks // *Episodes*. 1996. V. 19. P. 120–125.
  48. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 58. P. 63–81.
  49. Rudnick R., Gao S. Composition of the continental crust // *Treatise on Geochemistry* (Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian). Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003. V. 3. 64 p.
  50. Sokolov S.D., Tuchkova M.I. Mesozoic tectono-stratigraphic terranes of the Koryak-Chukotka region / T.H. Anderson, A.N. Didenko, C.L. Johnson, A.I. Khanchuk, J.F.Jr. MacDonald (Eds). Late Jurassic margin of Laurasia – a record of faulting accommodating plate rotation / *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 513. 2015. P. 461–481.
  51. Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*. 1998. V. 45. P. 29–44.
  52. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts // *Magmatism in ocean basin.* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Spec. Publ.* London. 1989. V. 42. P. 313–345.
  53. Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.
  54. Whilliams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Rev. in Econ. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.
  55. Yogodziski G.M., Lees J.M., Churikova T.G. et al. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // *Nature*. 2001. V. 409. P. 500–504.

*Рекомендована к печати Ю.А. Мартыновым  
после доработки 29.10.2020 г.  
принята к печати 2.12.2020 г.*

*PI. Fedorov, A.V. Moiseev, S.A. Palandzhyan, I.V. Gul'pa, E.S. Bogomolov*

### **Age and petrogenesis of acid volcanites of the Algansky mountains of the Koryak highlands (Northeastern of Russia)**

The isotopic dating of U-Pb by the zircon method of volcanic acid zircons of the Konachan complex (Algansky mountains, northwestern part of the Koryak highlands) confirmed their Late Eocene age ( $34.6 \pm 0.5$ – $38.8 \pm 0.4$  Ma, Priabon). It has been shown that silicic rocks are represented by moderately potassium, peraluminous (ASI = 1.23–1.30), moderately and high magnesian differences, often with a high content of Cr and Ni. The contents of Sr, Y and Yb are adakite. High ratios of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in the rocks of the complex, the distribution pattern of rare and rare-earth elements suggest that the source of salite melt, to some extent contaminated by sedimentary material, was metabasites. The formation of the Konachan complex is caused by magmatism during accretion of terranes of the Olyutor-East Kamchatka island-arc system [27]; compression processes led to the blocking of the upwelling front of the continental asthenosphere, initiating intense crustal anatexis and silicate magmatism.

**Key words:** calc-alkaline volcanism, adakites, Eocene, Algansky mountains, Koryak highlands, Northeastern of Russia.