

ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ИСТОЧНИКИ ТРАХИАНДЕЗИТОВ МОГОТИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ

(Становой вулканоплутонический пояс, Восточная Сибирь)

И.В. Бучко¹, А.А. Сорокин¹, В.А. Пономарчук^{2,3}, А.Б. Котов⁴, А.В. Травин^{2,5}, В.П. Ковач⁴

¹ Институт геологии и природопользования ДВО РАН, 675000, Благовещенск, пер. Рёлочный, 1, Россия

² Институт геологии и минералогии им В.С.Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

⁴ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

⁵ Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия

В результате ⁴⁰Ar/³⁹Ar геохронологических исследований впервые получена надежная оценки возраста трахиандезитов Моготинского вулканического поля (115±3 млн лет), что в совокупности с данными о возрасте трахиандезитов Бомнакского вулканического поля (117±1 млн лет) позволяет выделить новый этап (117—115 млн лет) эволюции Станового вулканоплутонического пояса, «наложенного» на магматические и метаморфические комплексы Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса и Станового структурного шва. По геохимическим особенностям трахиандезиты Моготинской вулканической постройки соответствуют адакитам. Формирование родоначальных для них расплавов произошло в результате переработки докембрийской континентальной коры в обстановке постколлизии растяжения после формирования Монголо-Охотского орогена или в обстановке скольжения вдоль границы Северо-Азиатского кратона и Амурского микроконтинента.

Северо-Азиатский кратон, Становой вулканоплутонический пояс, мезозой, адакиты, геохронология.

TRACHYANDESITES OF THE MOGOT VOLCANIC FIELD

(Stanovoi volcanoplutonic belt, East Siberia):

AGE, GEOCHEMICAL FEATURES, AND SOURCES

I.V. Buchko, A.A. Sorokin, V.A. Ponomarchuk, A.B. Kotov, A.V. Travin, and V.P. Kovach

The performed ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronological studies yielded the first reliable age of trachyandesites of the Mogot volcanic field (115 ± 3 Ma), which, together with the age of trachyandesites of the Bomnak volcanic field (117 ± 1 Ma), gives ground to recognize a new stage (117—115 Ma) of evolution of the Stanovoi volcanoplutonic belt superposed on the igneous and metamorphic complexes of the Dzhugdzhur—Stanovoi superterrane of the Central Asian Orogenic Belt and Stanovoi structural suture. The trachyandesites of the Mogot volcanic field are similar in geochemical features to adakites. Their parental melts resulted from the transformation of Precambrian continental crust under postcollisional extension after the formation of the Mongolo—Okhotsk orogen or under sliding along the boundary between the North Asian craton and the Amur microcontinent.

North Asian craton, Stanovoi volcanoplutonic belt, Mesozoic, adakites, geochronology

ВВЕДЕНИЕ

В пределах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона широко проявлены процессы позднемезозойского магматизма, которые привели к формированию целого ряда крупных плутонических и вулканических поясов, и в том числе субширотного Станового вулканоплутонического пояса (рис. 1). Этот пояс «наложен» на разновозрастные магматические и метаморфические комплексы Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса и Станового структурного шва, отделяющего его от Алданского щита Сибирского кратона. Согласно существующим представлениям [Геодинамика..., 2006; Ларин и др., 2014; и др.], к осевой части Станового вулканоплутонического пояса приурочены массивы гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса и небольшие поля риолитов, а к его крайним частям — вулканические поля, сложенные андезитами, дацитами, дациандезитами и трахиандезитами.

Гранитоиды тындинско-бакаранского комплекса образуют крупные (до 4000 км²) многофазные массивы, которые имеют плито- и лакколитообразную форму. В составе этого комплекса выделяются

© И.В. Бучко, А.А. Сорокин✉, В.А. Пономарчук, А.Б. Котов, А.В. Травин, В.П. Ковач, 2016

✉ e-mail: Sorokin@ascnet.ru

DOI: 10.15372/GiG20161002

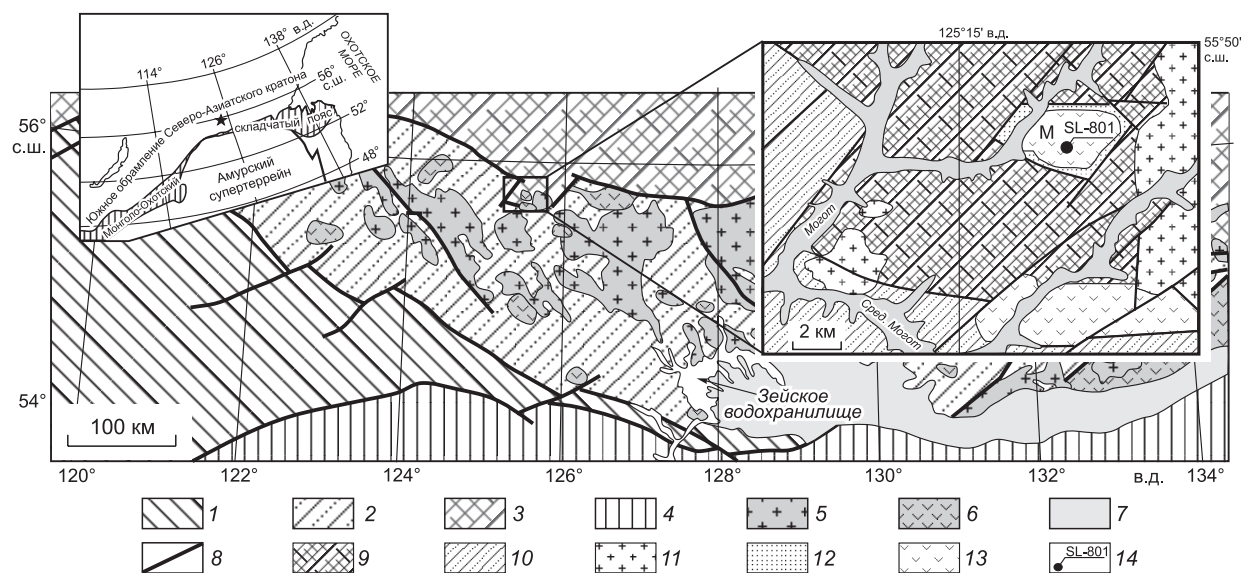


Рис. 1. Схема распространения магматических образований Станового вулканоплутонического пояса и положение Моготинской вулканической постройки. Составлена по [Ларин и др., 2014].

1–4 — допозднемезозойские магматические и метаморфические комплексы: 1 — Селенгино-Станового супертеррейна; 2 — Джугджуро-Станового супертеррейна; 3 — Алданского щита и Станового структурного шва; 4 — Монголо-Охотского складчатого пояса и Амурского супертеррейна; 5 — раннемеловые интрузии; 6 — раннемеловые вулканические комплексы; 7 — кайнозойские рыхлые отложения; 8 — главные разломы. На врезке слева показано положение Моготинской вулканической постройки (звездочка). Заштрихованная область — Монголо-Охотский складчатый пояс. На врезке справа показана геологическая схема района исследований, по [Гиммельфарб и др., 1970]; 9 — раннедокембрийские метаморфические комплексы курультинской серии Алданского щита; 10 — раннедокембрийские метаморфические комплексы становой серии Джугджуро-Станового супертеррейна; 11 — раннемеловые гранитоиды тындинско-бакаранского комплекса; 12 — нижнемеловые осадочные отложения нагоринской свиты; 13 — раннемеловые породы Моготинской вулканической постройки; 14 — место отбора образца для геохронологических исследований и его номер.

до пяти интрузивных фаз [Мартынюк и др., 1990; Петрук, Козлов, 2009; Ларин и др., 2014; и др.]: I — биотитовые габбро, диориты, II — кварцевые монцодиориты, III — кварцевые монцодиориты, гранодиориты, IV — биотит-роговообманковые граниты, V — мелкозернистые лейкократовые граниты. Наиболее широко распространены гранитоиды III (главной) фазы. До недавнего времени представления о возрасте гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса базировались только на результатах K-Ar и Rb-Sr геохронологических исследований, согласно которым их возраст находится в интервале 166—108 млн лет [Мартынюк и др., 1990; Антонов и др., 2001; Петрук, Козлов, 2009]. В последние годы в результате U-Pb геохронологических исследований были получены данные о возрасте гранитоидов наиболее типичных массивов этого комплекса [Ларин и др., 2014]. Оказалось, что гранодиориты Тындинского массива имеют возраст 122 ± 1 млн лет, а граниты Чильчинского массива — 127 ± 2 млн лет [Ларин и др., 2014]. Кроме того, для гранодиоритов и гранит-порфиров Чильчинского массива $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом были получены оценки возраста соответственно 127 ± 3 и 124 ± 2 млн лет [Сотников и др., 2007].

В легендах современных геологических карт вулканические породы Станового вулканоплутонического пояса относят к сэгангринской, бомнакской, вангинской и джелонской свитам [Петрук, Козлов, 2009; и др.]. По данным K-Ar метода, их возраст находится в интервале, охватывающем практически весь ранний мел и значительную часть позднего мела (см. обзор в [Мартынюк и др., 1990; Геодинамика..., 2006; Петрук, Козлов, 2009 и др.]). Однако первые результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологических исследований вулканических пород Станового вулканоплутонического пояса показали, что трахиандезиты бомнакской свиты имеют возраст 117 ± 1 млн лет, двупироксеновые андезиты вангинской свиты — 93 ± 2 млн лет, а риолиты вангинской свиты — 110 ± 1 млн лет [Сорокин и др., 2012, 2013б]. К сожалению, этих данных пока еще явно недостаточно для того, чтобы четко определить главные возрастные рубежи формирования вулканических пород Станового вулканоплутонического пояса. Кроме того, практически отсутствуют данные об источниках и геодинамических обстановках их образования. Для решения этих задач выполнены геологические, геохимические, геохронологические ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) и изотопно-геохимические (Rb-Sr, Sm-Nd) исследования вулканических пород Моготинского поля, которые относят к сэгангринской свите [Петрук, Козлов, 2009] Станового вулканоплутонического пояса.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МОГОТИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ

Моготинское вулканическое поле представляет собой вулканическую постройку центрального типа, расположенную в юго-восточной части Зверевского блока Станового структурного шва и сопредельной территории Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса в верховьях р. Большой Могот. Слагающие эту вулканическую постройку породы относятся к сэгантинскому андезит-риолитовому комплексу [Петрук, Козлов, 2009]. Площадь постройки составляет около 6 км², а мощность слагающих ее вулканических пород — около 150 м. В нижней части разреза вулканических пород Моготинского поля преобладают лавовые брекчии среднего состава, на которые налегает мощная пачка андезитов с редкими прослоями туфов. В верхней части разреза наблюдаются трахиандезиты, дациандезиты и дациты, которые сменяются туфами среднего и кислого составов [Гиммельфарб и др., 1970]. Вулканические породы Моготинского поля залегают на континентально-осадочных отложениях, относимых на основе флористических данных к нагорнинской [Петрук, Козлов, 2009] (или ундытканской, по [Гиммельфарб и др., 1970]) свите нижнего мела, гранитоидах тындинско-бакаранского комплекса и докембрийских метаморфических породах Зверевского блока Станового структурного шва. Этот структурный шов отделяет Алданский щит Сибирского кратона от Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса [Глебовицкий и др., 2009; Великославинский и др., 2011]. Согласно существующим представлениям [Глебовицкий и др., 2009; Великославинский и др., 2011; Бучко, Сорочкин, 2014; Бучко и др., 2014а], он является сутурной зоной, возникшей в результате закрытия в палеопротерозое океанского бассейна, расположенного к югу (в современных координатах) от Алданского щита.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных и малых элементов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом (главные элементы, Zr) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск, аналитики В.И. Рождествина, А.И. Палажченко, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакова) и методом ICP-MS (Li, Ga, Rb, Sr, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb, Ta, Th, U, Pb, Cu, Zn, Sc, V, Cr, Co, Ni) в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск, аналитики Л.С. Боковенко, Е.М. Голубева, А.В. Штарева).

Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при $T = 1050\text{—}1100$ °С. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S. Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции.

Таблица 1. Составы представительных образцов пород Моготинской вулканической постройки

Компонент	SL-800-5	SL -801	SL -830	SL -836
SiO ₂	60.73	61.02	59.99	59.74
TiO ₂	0.64	0.62	0.60	0.93
Al ₂ O ₃	16.08	16.08	15.64	15.16
Fe ₂ O ₃ *	5.04	4.96	5.15	5.96
MnO	0.08	0.08	0.06	0.11
MgO	3.54	3.46	3.68	4.49
CaO	4.75	4.79	4.46	5.12
Na ₂ O	3.84	3.93	3.76	3.47
K ₂ O	3.09	3.08	2.95	3.06
P ₂ O ₅	0.21	0.21	0.20	0.25
П.п.п.	1.86	1.65	3.40	1.60
Сумма	99.86	99.87	99.89	99.89
Li	11	12	15	16
Ga	18	18	17	17
Rb	82	75	68	73
Sr	948	946	808	651
Cs	5.3	3.42	2.14	1.48
Ba	1141	1161	1051	836
La	31.4	32.6	33.0	33.85
Ce	63.7	66.5	68.1	72.9
Pr	6.5	6.8	6.7	7.6
Nd	25.4	26.3	26.2	30.9
Sm	4.05	4.21	4.17	5.68
Eu	1.04	1.08	1.07	1.29
Gd	3.88	4.07	4.08	5.81
Tb	0.38	0.40	0.40	0.66
Dy	1.86	1.90	1.88	3.53
Ho	0.31	0.32	0.31	0.61
Er	0.95	0.96	0.93	1.80
Tm	0.11	0.11	0.11	0.22
Yb	0.80	0.81	0.74	1.54
Lu	0.12	0.11	0.10	0.22
Y	8	8	7	15
Zr	254	253	227	219
Nb	5.6	5.5	3.1	7.9
Ta	0.37	0.35	0.25	0.54
Th	6.2	6.3	6.2	7.4
U	1.53	1.56	1.31	1.58
Pb	31	32	29	16
Cu	19	20	21	19
Zn	99	97	85	92
Sc	8.9	8.9	9.5	11.1
V	82	80	75	99
Cr	104	127	142	140
Co	15	15	16	17
Ni	38	39	45	42

Примечание. Оксиды даны в мас.%, элементы — в г/т. Fe₂O₃* — общее железо в форме Fe₂O₃.

Вскрытие образцов для ICP-MS анализа осуществлялось по методике кислотного разложения. Измерения проводились на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных растворов, включающих все анализируемые в пробах элементы. Относительная погрешность определения содержаний петрогенных и малых элементов составила 3—10 %.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологические исследования выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) методом ступенчатого прогрева по методике, опубликованной в работах [Пономарчук и др., 1998; Травин и др., 2009]. Отбор монофракций проводился вручную под бинокулярным микроскопом из фракции 0.25—0.15 мм. Навески образцов совместно с мусковитом МСА-11, используемым в качестве монитора, заворачивали в алюминиевую фольгу, помещали в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивали. Мусковит МСА-11, подготовленный ВИМС в 1988 г. как стандартный К/Аг образец, был аттестован в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Vern 4m и биотита LP-6 [Baksi, 1996]. В качестве интегрального возраста мусковита МСА-11 принято среднее результатов калибровки, составившее 311.0 ± 1.5 млн лет. Ампулы с образцами помещали в алюминиевый пенал, заполненный для защиты от тепловых нейтронов карбидом бора, и облучали в охлаждаемом водой канале научного реактора ВВР-К типа (Физико-технический институт при Томском политехническом университете). Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по определению ^{40}Ar (10 мин при 1200 °С) не превышал 5×10^{-10} нсм³. Очистка аргона осуществлялась с помощью ZrAl-SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400. Для коррекции на мешающие изотопы аргона, образовавшиеся во время облучения на Ca, Cl, K, использовались следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00083 \pm 0.000005$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00052 \pm 0.000006$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.089 \pm 0.001$. Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ на период измерений составило 296.8 ± 0.5 . Величины температур ступенчатого прогрева выбирались согласно [Berger, York, 1981]. Для расчета оценок возрастов использовались критерии, предложенные в работах [Fleck et al., 1977; Gustafson et al., 2001].

Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические исследования выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Для выделения Sm и Nd применялась методика, описанная в [Котов и др., 1995]. Rb и Sr выделены по стандартной методике с использованием ионно-обменных смол. Изотопные составы Sm, Nd, Rb и Sr измерены на многоколлекторных масс-спектрометрах Finnigan MAT-261 и TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd стандарта La Jolla. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте La Jolla за период измерений составило 0.511844 ± 10 ($n = 12$). Изотопные отношения Sr нормализованы к $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$. Средневзве-

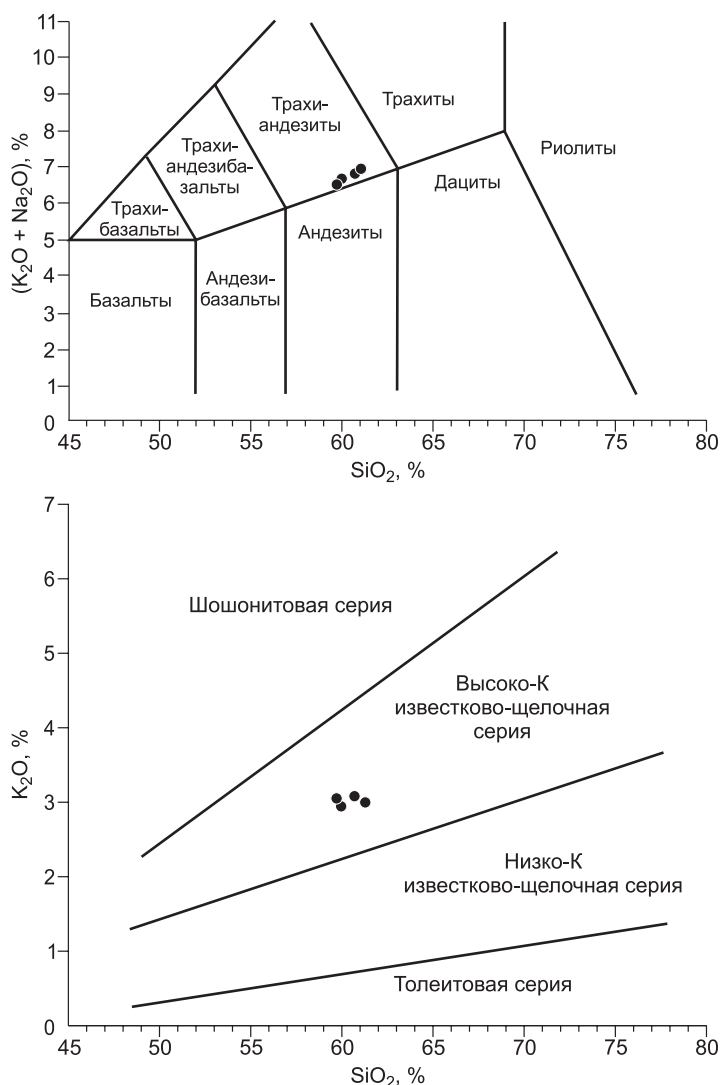


Рис. 2. Диаграммы SiO_2 — $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ [Le Maitre et al., 2002] и SiO_2 — K_2O [Le Bas et al., 1986] для пород Моготинской вулканической постройки.

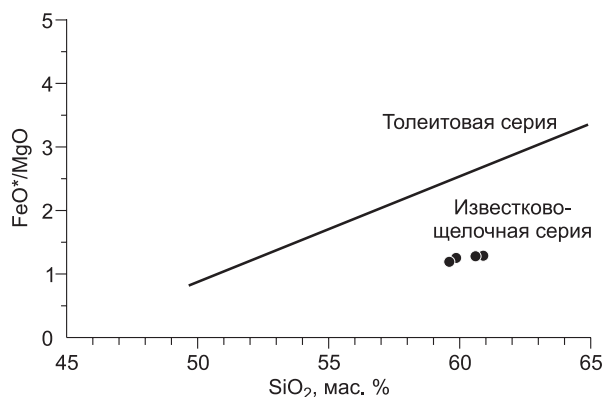


Рис. 3. Диаграмма SiO_2 — FeO^*/MgO [Miyashiro, 1974] для пород Моготинской вулканической постройки.

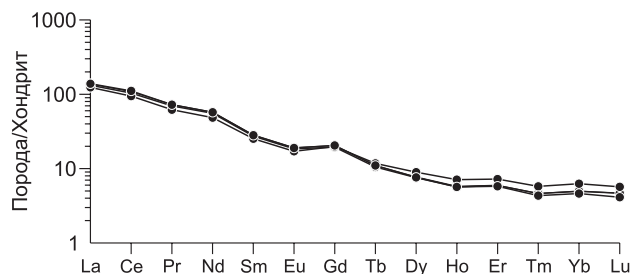


Рис. 4. Графики распределения редкоземельных элементов в породах Моготинской вулканической постройки.

Состав хондрита, по [McDonough, Sun, 1995].

шенное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Sr стандарте SRM-987 за период измерений составило 0.710248 ± 8 ($n = 12$). Точность определения концентраций Sm, Nd, Rb и Sr $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.005\%$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm 0.5\%$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 0.05\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm, 0.5 нг Nd, 0.05 нг Rb и 0.7 нг Sr. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR, по [Jacobsen, Wasserburg, 1984], ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM, по [Goldstein, Jacobsen, 1988], ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Для геохимических и изотопно-геохимических исследований использованы образцы трахиандезитов, отобранные из верхней части разреза Моготинской вулканической постройки. Они обладают порфировой структурой с пилотакситовой структурой основной массы. Вкрапленники, количество которых достигает 60%, представлено плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом и реже авгитом. Акцессорные минералы — апатит, магнетит и циркон. Вторичные изменения трахиандезитов выражены в серицитизации плагиоклаза и хлоритизации биотита.

По соотношению SiO_2 — $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ вулканыты Моготинской вулканической постройки соответствуют трахиандезитам (рис. 2), а по содержаниям K_2O и величинам отношения FeO^*/MgO (1.19—1.29) отвечают породам высоко-К известково-щелочной серии (см. рис. 2, 3). Следует также отметить, что для рассматриваемых вулканытов характерны высокие содержания (мас. %) $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$, $\text{Na}_2\text{O} > 3.4$, $\text{MgO} > 3.4$ и относительно низкие содержания $\text{TiO}_2 < 1\%$ (табл. 1).

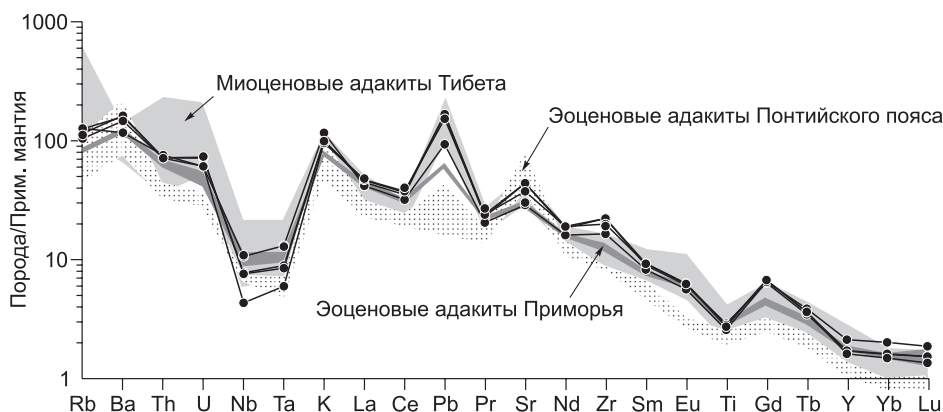


Рис. 5. Графики распределения редких элементов в породах Моготинской вулканической постройки, миоценовых постколлизийных адакитах Тибета [Guo et al., 2007], эоценовых адакитах Понтийского пояса, связываемых с обстановкой «slab window» [Eyboglu et al., 2014], эоценовых адакитах Приморья, связываемых с обстановкой скольжения плит [Чашин и др., 2011].

Состав примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989].

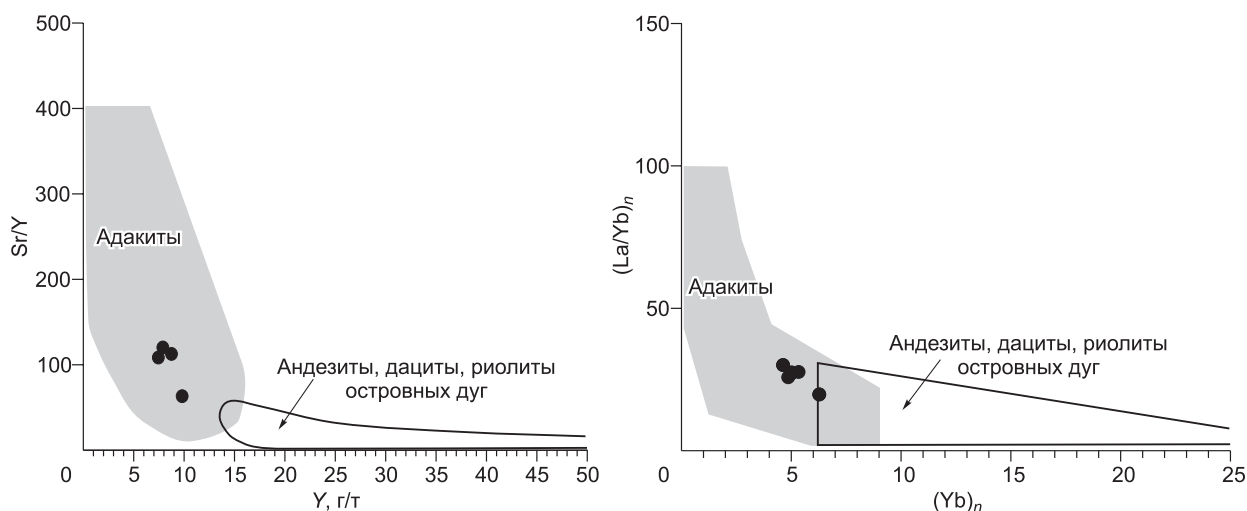


Рис. 6. Диаграммы $Y-Sr/Y$ и $(Yb)_n-(La/Yb)_n$ [Defant, Drummond, 1990] для пород Моготинской вулканической постройки.

Распределение REE в трахиандезитах Моготинской вулканической постройки характеризуется отчетливым преобладанием LREE над HREE ($(La/Yb)_n = 15-30$) и слабовыраженной отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.78-0.79$) (рис. 4). Для них характерны низкие содержания (г/т) Nb (3.1—7.9), Ta (0.25—0.54), Y (7—15), Yb (0.74—1.54), высокие содержания Sr (651—808) и, соответственно, высокие значения отношения Sr/Y (44—120) (см. табл. 1, рис. 5, 6). Это свидетельствует о том, что рассматриваемые вулканические породы обладают геохимическими особенностями, свойственными типичным адакитам [Defant, Drummond, 1990; Martin 1999; Castillo, 2012; и др.].

Результаты изотопно-геохимических исследований (Rb-Sr, Sm-Nd) трахиандезитов Моготинской вулканической постройки приведены в табл. 2. Они характеризуются низкими значениями $\epsilon_{Nd}(T) = -16.4$, высокими значениями начальных отношений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7084$, а также палеопротерозойскими Nd-модельными возрастами ($T_{Nd}(DM) = 1.8$ млрд лет) (см. табл. 2).

Таблица 2. Результаты Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимических исследований позднемезозойских трахиандезитов Моготинской вулканической постройки

Образец	Возраст, млн лет	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd^*$ ($\pm 2\sigma_{изм.}$)	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$, млрд лет	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr^*$ ($\pm 2\sigma_{изм.}$)	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$
		мкг/г							мкг/г				
SL-801	115	5.29	34.5	0.0926	0.5117216 \pm 2	-17.9	-16.4	1796	82	898	0.2642	0.709169 \pm 3	0.70874

* Величина ошибки (2σ) соответствует последним значащим цифрам.

Таблица 3. Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования основной массы трахиандезита Моготинской вулканической постройки (обр. SL-801) методом ступенчатого прогрева

Ступень	$T, ^\circ C$	Выделенный $^{39}Ar, \%$	$^{40}Ar/^{39}Ar (\pm 1\sigma)$	$^{38}Ar/^{39}Ar (\pm 1\sigma)$	$^{37}Ar/^{39}Ar (\pm 1\sigma)$	$^{36}Ar/^{39}Ar (\pm 1\sigma)$	Возраст, млн лет ($\pm 1\sigma$)
1	500	8.7	37.26 \pm 0.02	0.028 \pm 0.001	0.31 \pm 0.08	0.0665 \pm 0.0004	139.4 \pm 1.9
2	600	24.4	20.88 \pm 0.01	0.0177 \pm 0.0004	0.2 \pm 0.1	0.0207 \pm 0.0002	117.6 \pm 1.5
3	700	43.0	18.36 \pm 0.01	0.0163 \pm 0.0005	0.20 \pm 0.05	0.0136 \pm 0.0003	114.4 \pm 1.5
4	800	56.7	17.56 \pm 0.01	0.0164 \pm 0.0002	0.48 \pm 0.06	0.0109 \pm 0.0006	114.3 \pm 1.8
5	900	76.9	17.19 \pm 0.01	0.0163 \pm 0.0004	0.31 \pm 0.04	0.0095 \pm 0.0005	114.5 \pm 1.8
6	975	86.0	18.58 \pm 0.02	0.019 \pm 0.0001	0.65 \pm 0.07	0.0141 \pm 0.0006	114.9 \pm 1.9
7	1050	91.7	19.71 \pm 0.03	0.019 \pm 0.002	0.25 \pm 0.27	0.014 \pm 0.001	122.8 \pm 3.5
8	1130	100.0	21.09 \pm 0.02	0.0177 \pm 0.0002	1.1 \pm 0.1	0.020 \pm 0.001	121.0 \pm 2.7

Интегральный возраст = 118.2 \pm 2.8 ($\pm 2\sigma$) млн лет, $J = 0.004561 \pm 0.000054$

Примечание. T – температура, погрешность $\pm 1^\circ C$; J – параметр, характеризующий нейтронный поток. Навеска образца 40.37 мг.

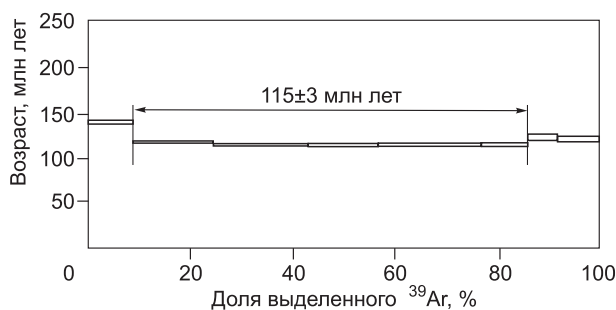


Рис. 7. График ступенчатого прогрева для трахиандезита Моготинской вулканической постройки (обр. SL-801).

Значения возраста указаны с погрешностью $+2\sigma$.

РЕЗУЛЬТАТЫ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геохронологические исследования ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) выполнены для основной массы (матрикса) трахиандезита, образец которого (SL-801) отобран в центральной части Моготинской вулканической постройки (см. рис. 1). Для этого образца получена оценка возраста по плато 115 ± 3 млн лет (77 % выделенного Ar, интегральный возраст 118 ± 3 млн лет) (рис. 7, табл. 3), которая принята в качестве оценки возраста кристаллизации исходного для трахиандезита расплава.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате выполненных исследований получена надежная оценка возраста трахиандезитов Моготинской вулканической постройки (115 ± 3 млн лет), которые относят к нижней части разреза вулканических пород (сэгангринская свита) Станового вулканоплутонического пояса [Петрук, Козлов, 2009]. В совокупности с данными о возрасте трахиандезитов Бомнакского вулканического поля (бомнакская свита, 117 ± 1 млн лет [Сорокин и др., 2013б]) это позволяет выделить новый этап его эволюции с возрастом 117—115 млн лет.

В целом, учитывая полученные к настоящему времени результаты геохронологических исследований реперных магматических комплексов [Ларин и др., 2006, 2010, 2014; Стриха, Родионов, 2006; Сотников и др., 2007; Бучко и др., 2010, 2014б; Сорокин и др., 2012, 2013б], можно наметить следующую схему последовательности проявления позднемезозойского магматизма в истории геологического развития Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса и сопредельной территории Станового структурного шва.

1. Формирование гранитоидов позднестанового комплекса (140—138 млн лет), связанное с заключительными этапами коллизионных процессов на границах Джугджуро-Станового, Селенгино-Станового и Амурского супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса, которые привели к образованию Монголо-Охотского складчатого пояса (коллизионного орогена) [Ларин и др., 2006, 2010; и др.].

2. Образование интрузий высококалийных габброидов (134 млн лет) [Бучко и др., 2010].

3. Становление интрузий гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса с возрастом 127—122 млн лет [Сотников и др., 2007; Ларин и др., 2014; Бучко и др., 2014б].

4. Излияния вулканических пород Моготинской вулканической постройки (сэгангринская свита, 115 ± 3 млн лет, настоящая статья) и Бомнакского вулканического поля (бомнакская свита, 117 ± 1 млн лет [Сорокин и др., 2013б]).

5. Образование малых интрузий гранитоидов ираканского и невачанского комплексов (110—108 млн лет [Стриха, Родионов, 2006; Ларин и др., 2010]) и излияния риолитов вангинской свиты (110 ± 1 млн лет [Сорокин и др., 2012]).

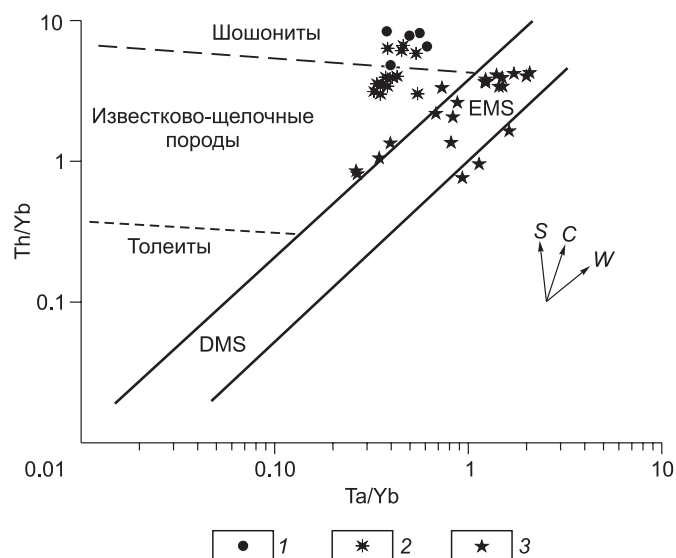
6. Излияния андезитов Уганского вулканического поля (вангинская свита, 93 ± 2 млн лет [Сорокин и др., 2012]).

Следует отметить, что вулканические породы с возрастом 117—115 млн лет широко распространены не только в пределах Станового вулканоплутонического пояса. Обширные поля вулканических пород такого возраста известны в северном обрамлении Монголо-Охотского складчатого пояса в Забайкалье [Воронцов и др., 2002; Воронцов, Ярмолюк, 2007; Андрющенко и др., 2010]. Такой же возраст имеют бимодальные вулканические ассоциации и сопряженные с ними гранитоиды и к югу от Монголо-Охотской сuture, а именно в пределах Аргунского [Сорокин и др., 2004, 2013а] и Мамынского [Сорокин и др., 2009] террейнов, Амуро-Зейской впадины [Сорокин и др., 2008].

Выше было отмечено, что трахиандезиты Моготинской вулканической постройки по геохимическим особенностям близки к адakitам. Выходы подобных по составу меловых вулканических пород известны и в других частях Станового вулканоплутонического пояса (бассейны рек Уган, Мульмуга, Верхняя Ларба, Бомнак) [Антонов, 1988, 2000; Сорокин и др., 2012]. Однако для большинства поздне-

Рис. 8. Дискриминационная диаграмма Th/Yb—Ta/Yb [Pearce, 1982] для позднемезозойских вулканических пород южного и юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона.

1 — адакиты Моготинской вулканической постройки (~115 млн лет); 2 — трахиандезиты Бомнакского вулканического поля (~117 млн лет); 3 — вулканиты Западно-Забайкальской рифтовой области (125—109 млн лет [Воронцов, Ярмолук, 2007; Андрющенко и др., 2010]). EMS — обогащенный мантийный источник, DMS — деплетированный мантийный источник. Стрелками показаны тренды: *S* — обогащения в зонах субдукции, *C* — коровой контаминации, *W* — внутриплитного обогащения.



мезозойских вулканических поясов Восточной Азии, и в том числе для указанных выше вулканических поясов с возрастом 117—115 млн лет, адакиты нехарактерны (см. обзоры в [Fan et al., 2003; Сорокин и др., 2004, 2005, 2009; Геодинамика..., 2006; Wang et al., 2006; Zhang et al., 2008; и др.]). Единичные поля мезозойских адакитов обнаружены только в зоне разломов Тан-Лу (Восточный Китай) [Симаненко и др., 2006]. Кроме того, относительно небольшие массивы раннемезозойских адакитовых гранитоидов известны в пределах Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса [Берзина и др., 2013, 2015].

Адакиты, впервые выявленные в островодужных системах, к настоящему времени описаны в современных и древних островных дугах, коллизионных орогенах и зонах скольжения по границам континентальных плит (см. обзор в [Castillo, 2012]). Поэтому эти породы не являются четкими индикаторами какой-либо конкретной геодинамической обстановки. Как видно на рис. 8, трахиандезиты Моготинской вулканической постройки и Бомнакского вулканического поля Станового вулканоплутонического пояса обнаруживают сходство с породами островных дуг и активных континентальных окраин. В то же время по геохимическим особенностям они очень близки к миоценовым постколлизионным адакитам Тибета (см. рис. 5). Также следует отметить, что адакиты Моготинской постройки существенным образом отличаются от одновозрастных вулканитов Забайкалья (рис. 8), имеющих сопоставимую структурную позицию, а именно — в северном обрамлении Монголо-Охотского складчатого пояса. Последние связываются [Воронцов и др., 2002; Воронцов, Ярмолук, 2007; Андрющенко и др., 2010] с проявлением плюмовых процессов, и фигуративные точки их составов находятся в области обогащенных мантийных пород.

Обогащение трахиандезитов Моготинской вулканической постройки U, Th и, особенно, Rb при относительном дефиците Nb, Ta и HREE указывает на участие в образовании исходных для них расплавов пород континентальной коры. Об определяющей роли древнего корового источника при формировании расплавов, родоначальных для трахиандезитов Моготинской вулканической постройки, также свидетельствуют высокие значения начальных отношений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7084$, низкие значения $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = -16.4$ и палеопротерозойский Nd модельный возраст $(T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.8$ млрд лет) пород (см. табл. 2).

Аптский возраст трахиандезитов Моготинской вулканической постройки не позволяет связывать их образование с зоной субдукции, падающей под южную окраину Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса, поскольку закрытие Монголо-Охотского океанского бассейна и, соответственно, формирование Монголо-Охотского орогенного пояса произошло не позднее поздней юры [Парфенов и др., 1999]. Исходя из этого, а также учитывая региональные геодинамические реконструкции [Парфенов и др., 1999, 2003; Геодинамика ..., 2006; и др.] и представленные в статье геохимические и изотопно-геохимические данные, можно предполагать, что образование рассматриваемых трахиандезитов, а также одновозрастных им трахиандезитов Бомнакского вулканического поля [Сорокин и др., 2013б] Джугджуро-Станового супертеррейна связано с геодинамической обстановкой постколлизионного растяжения или обстановкой скольжения вдоль границы Северо-Азиатского кратона и Амурского микроконтинента [Ханчук и др., 1997].

ВЫВОДЫ

1. Трахиандезиты Моготинской вулканической постройки имеют возраст 115 ± 3 млн лет, что в совокупности с данными о возрасте трахиандезитов Бомнакского вулканического поля (117 ± 1 млн лет

[Сорокин и др., 2013б]) позволяет выделить новый этап (117—115 млн лет) эволюции Станового вулканоплутонического пояса, «наложенного» на магматические и метаморфические комплексы Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса и Станового структурного шва.

2. По геохимическим особенностям трахиандезиты Моготинской вулканической постройки соответствуют адакитам. Формирование родоначальных для них расплавов произошло в результате переработки докембрийской континентальной коры в обстановке постколлизии растяжения после формирования Монголо-Охотского орогена или в обстановке скольжения вдоль границы Северо-Азиатского кратона и Амурского микроконтинента.

3. Проявления мелового адакитового вулканизма в истории формирования Станового вулканоплутонического пояса существенным образом отличают его от других крупных вулканоплутонических поясов Восточной Азии (Охотско-Чукотского, Большехинганского, Хингано-Охотского и др.) и требуют уточнения геодинамических сценариев формирования восточной окраины Азии в позднем мезозое.

Исследования выполнены при поддержке РФФ (проект 14-27-00103).

ЛИТЕРАТУРА

Андрющенко С.В., Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимиров И.В. Эволюция юрско-мелового магматизма Хамбинской вулканотектонической структуры (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (7), с. 944—962.

Антонов А.Ю. Геохимия позднемезозойских вулканических образований южного ограничения Алданского щита (Становой хребет) // Тихоокеанская геология, 1998, т. 17, № 6, с. 79—93.

Антонов А.Ю. Редкоземельные элементы в позднемезозойских вулканических образованиях Станового хребта // Тихоокеанская геология, 2000, т. 19, № 1, с. 66—79.

Антонов А.Ю., Дриль С.И., Банковская Э.В. Rb-Sr изотопная характеристика аллохтонных и автохтонных позднемезозойских гранитоидов Станового хребта (южное ограничение Алданского щита) // Тихоокеанская геология, 2001, т. 20, № 4, с. 61—75.

Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Крымский Р.Ш., Ларионов А.Н., Николаева И.В., Серов П.А. Шахтаминская Мо-порфириновая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (6), с. 764—786.

Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Баянова Т.Б., Киселева В.Ю., Крымский Р.Ш., Лепехина Е.Н., Палесский С.В. Жирикенская Мо-порфириновая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): U-Pb возраст, источники, геодинамическая обстановка // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (3), с. 571—594.

Бучко И.В., Сорокин А.А. Фрагменты океанической коры в зоне сочленения зверевского и станового комплексов юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона // ДАН, 2014, т. 455, № 1, с. 72—75.

Бучко И.В., Сорокин А.А., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.П., Кудряшов Н.М. Позднемезозойские постколлизийные высококальциевые габброиды Джугджуро-Станового супертеррейна // ДАН, 2010, т. 431, № 3, с. 361—364.

Бучко И.В., Сорокин А.А., Рождествина В.И. Минералогические особенности мантийных ультрамафитов Пристанового пояса (юго-восточное обрамление Сибирского кратона) // Зап. РМО, 2014а, т. 143, вып. 3, с. 46—59.

Бучко И.В., Бучко Ир.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В. Закономерности локализации оруденения, возраст и связь с магматизмом серебро-полиметаллического месторождения Моготинское (Северо-Становая металлогеническая зона, юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Геология рудных месторождений, 2014б, т. 56, № 2, с. 118—130.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Гороховский Б.М. Возраст иликанской толщи Станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2011, т. 438, № 3, с. 355—359.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Эволюция вулканизма Тугнуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области в позднем мезозое и кайнозое // Вулканология и сейсмология, 2007, № 4, с. 3—28.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Никифоров А.В. Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники // Петрология, 2002, т. 10, № 5, с. 510—531.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред А.И. Ханчук. Владивосток, Дальнаука, 2006, кн. 1, 572 с.

- Гиммельфарб Г.Б., Белоножко Л.Б., Заборский Ю.В.** Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Лист N-51-VI. Серия Становая / Ред. Ю.К. Дзевановский. Л., ВСЕГЕИ, 1970.
- Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д.** Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника, 2009, № 4, с. 3—15.
- Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Мыскова Т.А.** Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология, 1995, т. 3, № 1, с. 99—110.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Анисимова И.В.** Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // ДАН, 2006, т. 409, № 2, с. 222—226.
- Ларин А.М., Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П.** Тектономагматическая эволюция Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии. Сборник докладов Всерос. научной конференции 16—18 июня 2010 г., Благовещенск. Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, 2010, с. 25—26.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М.** Возраст и тектоническое положение гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса Удско-Зейского магматического пояса // ДАН, 2014, т. 456, № 3, с. 314—319.
- Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А.** Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, Дальгеология, 1990, 215 с.
- Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О.** Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология, 1999, т. 18, № 5, с. 24—43.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.
- Петрук Н.Н., Козлов С.А.** Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. М-б 1:1 000 000. Лист N-51. Сковородино / Ред. А.С. Вольский. СПб., ВСЕГЕИ, 2009.
- Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В., Морозова И.П., Киселева В.Ю., Титов А.Т.** Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar , Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (1), с. 55—64.
- Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г.** Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, Северо-Западное Приморье) // Геохимия, 2006, № 12, с. 1251—1265.
- Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К.** Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004, т. 12, № 6, с. 38—54.
- Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербек И.М., Сорокин А.П.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология мезозойских магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний Восток) // Стратиграфия и геологическая корреляция, 2005, т. 13, № 3, с. 63—78.
- Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В., Котов А.Б., Мельникова О.В.** Базальтовые андезиты аптского возраста Амуро-Зейской депрессии: первые геохимические и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические данные // ДАН, 2008, т. 421, № 4, с. 525—529.
- Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В., Мельникова О.В.** Позднемезозойский вулканизм восточной части Аргунского супертеррейна (Дальний Восток): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические и геохимические данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, т. 17, № 6, с. 90—104.
- Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Мартынов Ю.А., Ларин А.М., Травин А.В.** Позднемезозойский адакитовый вулканизм Уганской вулканической структуры (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические и геохимические данные // ДАН, 2012, т. 445, № 4, с. 445—449.
- Сорокин А.А., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Саватенков В.М.** Аптские бимодальные вулканические ассоциации и гранитоиды северной окраины Амурского микро-

континента: возраст, источники и геодинамическая обстановка формирования // *Петрология*, 2013а, т. 21, № 1, с. 74—93.

Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Ларин А.М., Травин А.В. Позднемезозойские трахиандезиты Бомнакской вулканической структуры (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические и геохимические данные // *ДАН*, 2013б, т. 451, № 5, с. 560—564.

Сотников В.И., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П., Гимон В.О. Геохронология мезозойских гранитоидов и связанного с ними молибденового оруденения западной части Джугджуро-Станового супертеррейна // *ДАН*, 2007, т. 416, № 6, с. 794—798.

Стриха В.Е., Родионов Н.И. Раннемеловая коллизионная гранит-лейкогранитовая ассоциация Станового террейна: новые геохронологические, геохимические и изотопно-геохимические данные // *ДАН*, 2006, т. 406, № 3, с. 375—379.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // *Геохимия*, 2009, т. 47, № 11, с. 1181—1199.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // *Тектоника Азии. Материалы XXX тектонического совещания*. М., ГЕОС, 1997, с. 240—243.

Чащин А.А., Нечаев В.П., Нечаева Е.В., Блохин М.Г. Находка эоценовых адакитов в Приморье // *ДАН*, 2011, т. 438, № 5, с. 649—654.

Baksi A.K. Reevaluation of plate motion models based on hotspot tracks in the Atlantic and Indian oceans // *J. Geol.*, 1999, v. 107, p. 13—26.

Berger B.W., York D. Geothermometry from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating experiments // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1981, v. 45, p. 795—811.

Castillo P.R. Adakite petrogenesis // *Lithos*, 2012, v. 134—135, p. 304—316.

Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*, 1990, v. 347, p. 662—665.

Eyuboglu Y., Santosh M., Dudas F.O., Akaryali E., Chung S.L., Akda K., Bektas O. The nature of transition from adakitic to non-adakitic magmatism in a slab window setting: A synthesis from the eastern Pontides NE Turkey // *Geosci. Front.*, 2014, v. 4, p. 353—375.

Fan W.-M., Guo F., Wang Y.-J., Lin G. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2003, v. 121, p. 115—135.

Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, v. 41, p. 15—32.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematic of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.

Guo Z., Wilson M., Liu J. Post-collisional adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust // *Lithos*, 2007, v. 96, p. 205—224.

Gustafson L.B., Orquera W., McWilliams M., Castro M., Olivares O., Rojas G., Maluenda J., Mendez M. Multiple centers of mineralization in the Indio Muerto District, El Salvador, Chile // *Econ. Geol.*, 2001, v. 96, p. 325—350.

Jakobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150.

Le Bas M., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total-silica diagram // *J. Petrol.*, 1986, v. 27, p. 745—750.

Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Woolley A.R. Igneous rocks. A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 2002, 236 p.

Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos*, 1999, v. 46, p. 411—429.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, № 3-4, p. 223—253.

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.*, 1974, v. 274, p. 321—355.

Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // *Andesites* / Ed. R.S. Thorpe. New York, Wiley, 1982, p. 525—548.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Sp. Pub. № 42, Blackwell Scientific Publ., 1989, p. 313—346.

Wang F., Zhou X.H., Zhang L.C., Ying J.F., Zhang Y.T., Wu F.Y., Zhu R.X. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): timing and implications for dynamic setting of NE Asia // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 251, p. 179—198.

Zhang J.H., Ge W.C., Wu F.Y., Wilde S.A., Yang J.H., Liu X.M. Large-scale Early Cretaceous volcanic events in the Northern Great Xing'an Range, Northeastern China // *Lithos*, 2008, v. 102, p. 138—157.

*Рекомендована к печати 29 января 2016 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию 27 мая 2015 г.,
после доработки — 11 декабря 2015 г.*