

КОРРЕЛЯЦИЯ АНДЕЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ЗВЕНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА ПО ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИМ, ГЕОХИМИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

И.М. Дербеко¹, В.А. Пономарчук², А.В. Чугаев³, А.В. Травин², А.В. Пономарчук²

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

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

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017, Москва, пер. Старомонетный, 35, Россия

Эволюция восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса отражает позднемезозойские аккреционно-коллизийные процессы, происходящие между Сибирской и Сино-Корейской плитами. Тектонические перестройки в регионе сопровождались формированием магматических комплексов, которые сменяли друг друга почти без временного перерыва. В южном обрамлении восточного звена пояса широко проявился андезитовый магматизм, изучение которого осложняется разобщенностью вулканических полей и их приуроченностью к структуре Амура-Зейской впадины. Изучение геохимических и геохронологических характеристик этих образований позволили систематизировать, выделить временные этапы и дать геодинамическое обоснование формирования этих пород. Но остаются спорные геологические объекты, такие как Исиканское вулканическое поле. В статье впервые представлены данные об изотопном возрасте, химическом и изотопно-химическом составе пород Исиканского вулканического поля. Установлено (⁴⁰Ar/³⁹Ar метод), что интегральный возраст матрицы дацитов составляет 113.0 ± 2.6 млн лет, возраст по плато — 121.0 ± 1.6 млн лет. Вещественный состав вулканитов сопоставим с образованиями поярковского вулканического комплекса, развитого в пределах Бурей-Цзямусинского супертеррейна, формирование которого происходило в условиях субдукции в интервале 120—105 млн лет. По своим геохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам они обнаруживают сходство с породами магматических поясов активных континентальных окраин андийского типа.

Монголо-Охотский орогенный пояс, Исиканское вулканическое поле, поярковский комплекс, андезиты, геохимия, изотопная геохимия, геохронология, субдукция, Бурей-Цзямусинский супертеррейн

CORRELATION OF ANDESITE COMPLEXES IN THE SOUTHERN FRAMING OF THE EASTERN PART OF THE MONGOL–OKHOTSK OROGENIC BELT ACCORDING TO GEOCHRONOLOGICAL, GEOCHEMICAL, AND ISOTOPE-GEOCHEMICAL DATA

I.M. Derbeko, V.A. Ponomarchuk, A.V. Chugaev, A.V. Travin, and A.V. Ponomarchuk

The evolution of the eastern part of the Mongol–Okhotsk Orogenic Belt marks the late Mesozoic accretion–collision processes involving the Siberian and Sino–Korean plates. Tectonic restructuring in the region was accompanied by the formation of igneous complexes, which replaced each other almost without a temporal break. Andesitic magmatism was widely manifested in the southern framing of the eastern part of the belt. Its study is complicated by the isolation of volcanic fields and their confinement to the Amur–Zeya depression. Study of the geochemical and geochronological characteristics of igneous complexes there made it possible to recognize and systematize the temporal stages and substantiate the geodynamic formation of these rocks. However, there are controversial geologic objects, such as the Isikan volcanic field. We present the first data on the isotopic age and chemical and isotope-chemical compositions of the rocks of this field. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating showed that the integrated age of the dacitic matrix is 113.0 ± 2.6 Ma and the plateau age is 121.0 ± 1.6 Ma. In chemical composition the studied volcanic rocks are similar to rocks of the Poyarkov volcanic complex developed within the Bureya–Jiamusi superterrane, which formed under subduction in the period 120–105 Ma. In geochemical and isotope-geochemical characteristics the volcanics are similar to rocks of igneous belts of Andean-type active continental margins.

Mongol–Okhotsk Orogenic Belt, Isikan volcanic field, Poyarkov complex, andesites, geochemistry, isotope geochemistry, geochronology, subduction, Bureya–Jiamusi superterrane

ВВЕДЕНИЕ

Позднемезозойские геодинамические процессы, окончательно сформировавшие восточное звено Монголо-Охотского орогенного пояса, сопровождались становлением разнообразных по возрасту и вещественному составу магматических комплексов (рис. 1, а), ярко проявившихся в его южном обрамле-



Рис. 1. Схема пространственного расположения позднемезозойских магматитов среди основных структур восточной окраины Азии.

а — область распространения пород Исиканского вулканического поля (1), поярковского (2), бурундинского (3) и станолірско-го (4) комплексов — Буряя-Цзямусинский супертеррейн; талданского комплекса (5) — Аргунский супертеррейн. Вулканииты восточного окончания Монголо-Охотского орогенного пояса и Баджалъского террейна (6); вулканогенных поясов Охотско-Чукотского (7) и Восточно-Сихотэалиньского (8). По данным [Геологическая карта..., 1999] с изменениями авторов. Территория исследования (9).

б — геологическая схема Исиканского вулканического поля, по [Геологическая карта..., 2001] и данным авторов: палеозойские стратифицированные и плутоногенные образования (10); породы Исиканского вулканического поля (11); вулканииты бурундинского комплекса (12). Слабоитифицированные и рыхлые отложения: позднего мела — квартара Амуро-Зейской впадины (13), современные аллювиальные (14). Петрографические разрезы (15). Тектонические границы (16): *а* — достоверные, *б* — предполагаемые.

нии. Проблема изучения пород этих комплексов заключается в том, что они приурочены к основанию позднемезозойско-кайнозойского разреза Амуро-Зейской впадины, где наложены на сложнорасположенные образования докембрийско-палеозойского возраста Буряя-Цзямусинского и Аргунского супертеррейнов (см. рис. 1, *б*). Фактически эти магматиты представляют реликты в тектонически приподнятых блоках или выходы в эрозионных окнах среди верхнемеловых-кайнозойских осадков. Ранее все вулканические и вулканоплутонические комплексы южного обрамления восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса объединялись в раннемеловые образования Умлекано-Огоджинского вулканического пояса [Геологическая карта..., 1999]. Полученные в последние годы прецизионные данные возраста и вещественного состава позволили говорить о четком различии магматизма в пределах Буряя-Цзямусинского и Аргунского супертеррейнов [Дербекко и др., 2010]. В пределах этих геологических структур выделены несколько комплексов андезитового состава: талданский, бурундинский, поярковский, станолірский. Разобщенность вулканических полей, неоднозначность трактовки их возраста и

структурной принадлежности предыдущими исследователями породили спорные геологические объекты. К таким объектам относится Исиканское вулканическое поле. Слагающие его вулканиты разные исследователи относили к различным вулканическим комплексам, которые выделялись в южном обрамлении Монголо-Охотского пояса: талданскому [Государственная..., 1977], бурундинскому [Геологическая карта..., 1999], поярковскому [Геологическая карта..., 2001]. Что объясняется отсутствием не только прецизионных геохронологических определений возраста, но и геохимических характеристик пород этого поля.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Исиканское вулканическое поле расположено на территории северного фланга Бурей-Цзямусинского супертеррейна в бассейне р. Исикан — левого притока р. Бысса (см. рис. 1, б). Основное поле протяженностью более 50 км при ширине 5—10 км имеет северо-восточное простирание и ограничено тектоническими нарушениями этого же направления. За пределами основного поля выделяются небольшие (площадью первые км²) разрозненные покровы, штоки и дайки.

Из всех вулканитов, к которым ранее относили породы Исиканского поля, только образования поярковского комплекса выделены и изучены в пределах рифтогенных структур Бурей-Цзямусинского супертеррейна (левобережье р. Амур), где они завершают разрез рифтообразных зон [Кириллова, 2005]. Простирание этих зон идентично простиранию Исиканского вулканического поля, в геологическом разрезе которого породы основного состава сменяются более кислыми разновидностями. Надо отметить, что покровные вулканиты поярковского комплекса образуют и самостоятельные поля вне области развития рифтообразных структур. Вероятнее всего, они просто перекрывают территорию развития более раннего рифтогенеза.

Основание геологического разреза рифтогенных впадин изучено преимущественно по горным выработкам. Оно выполнено осадочными отложениями верхней юры и перекрыто терригенно-вулканогенными отложениями берриас—валанжина [Решения..., 1994; Кириллова, 2005; Геодинамика..., 2006]. Выше без размыва разрез наращивается образованиями покровной фации поярковского комплекса, который завершается согласно залегающими маломощными терригенными осадками. Готерив-барремский возраст терригенной составляющей поярковской свиты определяется по богатому комплексу пресноводной фауны и флоры [Решения..., 1994]. Для верхней, вулканогенной, части характерен самостоятельный флористический комплекс, который соответствует апт—альбу [Решения..., 1994]. Изотопные ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования андезитовых базальтов поярковского комплекса по фрагментам основной массы показали следующее: по плато — 117.8 ± 1.8, 116.8 ± 1.8, 118.3 ± 2.0 млн лет; в изохронном варианте расчета — 117.7 ± 1.7, 117.1 ± 1.7, 119.5 ± 2.7 млн лет [Сорокин и др., 2008], но есть более молодые значения возраста: 111 млн лет [Дербек, 2007] и 107 млн лет [Сорокин и др., 2014]. Таким образом, возраст всей поярковской свиты принимался как готерив—альб.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

В пределах развития пород Исиканского вулканического поля составлены петрографические разрезы (см. рис. 1, б). Установлено, что по соотношению кремнезема и щелочей среди покровных вулканитов значительно преобладают андезитовые базальты и андезиты, реже встречаются их трахитоидные разновидности, еще реже — дациты, базальты и трахибазальты (рис. 2, а). Субвулканические тела представлены аналогами покровов и диоритовыми порфиритами.

Андезиты и андезитовые базальты — породы от черного до темно-серого, зеленовато-серого, сургучного цвета с массивной или миндалекаменной текстурой, с афировой, порфировой или сериально-порфировой структурой. Количество порфирированных выделений может достигать 60 %, а их размер 4 мм. Среди разнообразных структур основной массы преобладают пилотакситовая, гиалопилитовая, интерсертальная, криптокристаллическая. По составу порфирированных выделений вулканиты подразделяются на пироксеновые, оливин-пироксеновые, дупироксеновые, роговообманково-пироксеновые. Во всех разновидностях пород среди порфирированных выделений преобладают плагиоклазы: в андезитах — An₃₅₋₅₅, в базальтах и андезитовых базальтах — An₅₃₋₆₈. Темноцветные минералы представлены моноклинным и ромбическим пироксенами, обыкновенной или базальтической роговой обманкой, в единичных случаях — оливином и биотитом. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, зернами пироксенов, магнетита и вулканическим стеклом, в разной степени замещенным гидрослюдами, хлоритом, оксидами железа. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, магнетит, ильменит. Миндалины выполнены преимущественно монтмориллонитом, халцедоном, кальцитом. Туфовая составляющая покровной фации соответствует андезитам и андезитовым базальтам.

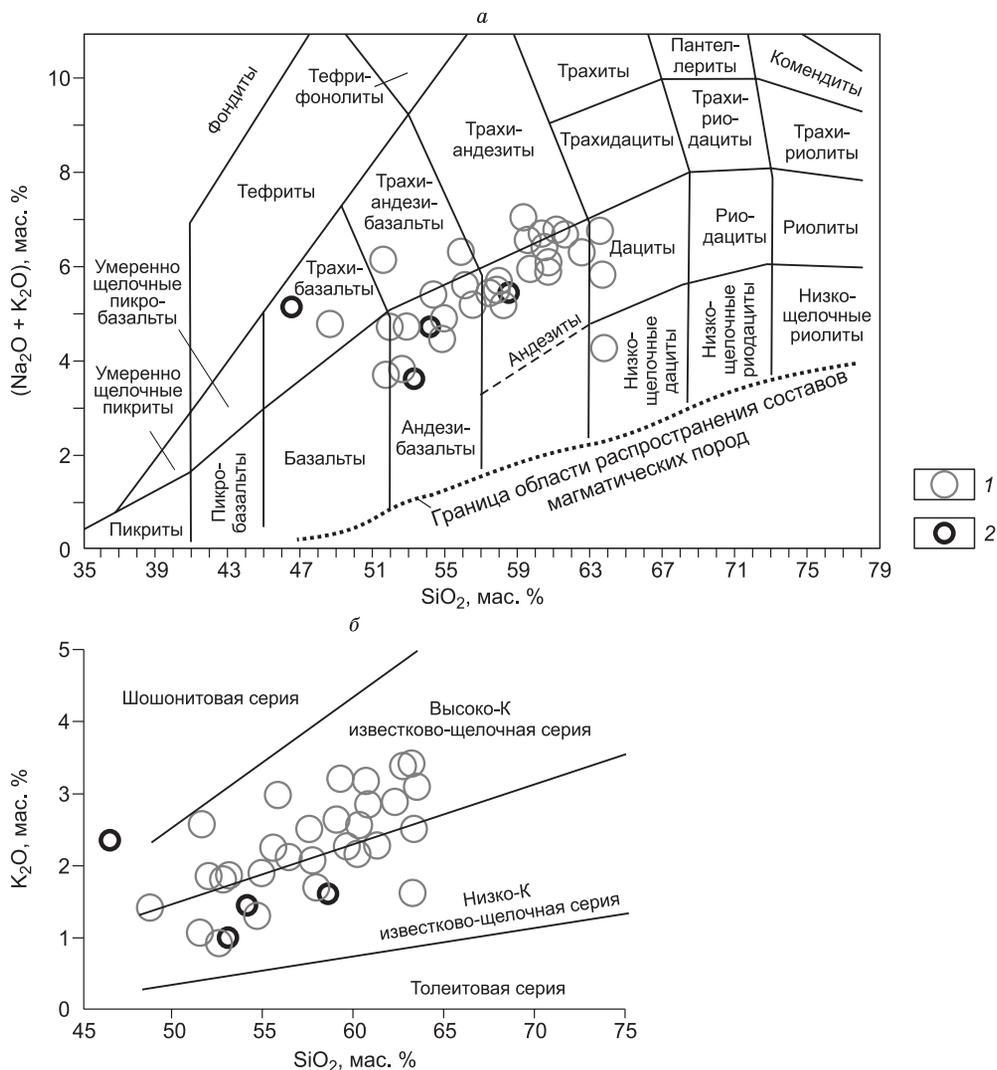


Рис. 2. Положение составов пород Исиканского вулканического поля на диаграммах:

a — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$, по [Петрографический кодекс..., 2009]; *б* — $\text{K}_2\text{O—SiO}_2$, по [Le Bas et al., 1986]. Вулканыты: Исиканского поля — 1; поярковского комплекса — 2.

Содержание SiO_2 в вулканитах Исиканского поля колеблется от 48.75 до 63.85 мас. % (см. рис. 2, *a*; табл. 1), при сумме щелочей $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = (3.78\text{—}7.35 \%)$ и преимущественном преобладании Na_2O над K_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.7\text{—}3.0$). По соотношению $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ они относятся как к высоко-, так и к низкокальциевым разновидностям известково-щелочной серии (см. рис. 2, *б*). Вулканыты отличаются повышенным присутствием Al_2O_3 (15.7—20.3 %) — его содержание закономерно уменьшается от основных разновидностей к умеренно кислым — и умеренными значениями отношений $\text{FeO}_{\text{общ}}/\text{MgO}$ (1.83—3.05).

Распределение в породах редкоземельных элементов характеризуется выраженной дифференциацией спектров РЗЭ, преобладают значения $(\text{La}/\text{Yb})_n = 10\text{—}12$ при слабо или совсем не проявленной европиевой аномалии: $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.60\text{—}0.70$ (рис. 3, *a*). Эти характеристики в сочетании с установленными концентрациями в породах таких некогерентных элементов, как Rb, Ba, Sr, приближают их к ОИВ (см. рис. 3, *a*).

МЕТОДИКИ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВОЗРАСТА И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОРОД. РЕЗУЛЬТАТЫ

Геохронологические исследования. Для установления возраста пород Исиканского вулканического поля $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) проведены геохронологические исследования дацитов (обр. d103) как завершающих вулканогенный разрез покров-

Таблица 1. Химический состав представительных образцов пород Исканского вулканического поля

Компонент	d90-1	d81-1	d89-3	d73	d82-2	d75	d90	d78	d89-5	d89-9	d77	d97-1	d91
SiO ₂ , мас. %	48.75	51.68	51.72	51.94	52.60	52.96	53.29	54.72	54.93	55.90	56.02	56.59	57.70
TiO ₂	0.93	0.86	0.76	0.81	0.88	0.90	0.88	0.85	0.63	0.81	0.74	0.83	0.71
AlO ₃	19.81	17.70	18.11	19.88	17.77	18.63	17.49	17.08	15.31	20.34	18.59	16.40	17.73
FeO _{общ}	8.67	7.44	7.57	6.47	7.49	8.60	8.13	7.80	6.25	5.55	7.43	6.92	6.38
MnO	0.13	0.11	0.11	0.13	0.12	0.15	0.12	0.15	0.12	0.09	0.15	0.12	0.11
MgO	4.64	3.09	3.60	2.83	3.32	2.93	3.88	3.30	2.84	2.43	2.65	4.77	3.16
CaO	6.48	7.00	5.52	6.88	6.99	7.36	6.92	6.06	6.71	5.95	6.38	6.06	5.57
Na ₂ O	3.40	2.67	3.65	3.04	2.99	2.98	2.97	3.09	3.11	3.98	2.64	2.93	3.24
K ₂ O	1.40	1.11	2.58	1.86	0.97	1.85	1.88	1.33	1.86	2.38	3.06	2.19	2.42
P ₂ O ₅	0.26	0.32	0.27	0.29	0.30	0.24	0.26	0.32	0.21	0.27	0.31	0.24	0.24
П.п.п.	5.60	8.13	6.13	5.93	6.61	3.41	4.22	5.35	8.11	2.33	2.03	2.94	2.73
Сумма	100.07	100.11	100.02	100.04	100.04	100.02	100.03	100.03	100.08	100.04	100.00	97.05	100.00
Rb, г/т	26.0	32.5	59.7	55.1	27.2	34.1	45.2	33.3	41.4	54.5	68.6	51.4	58.2
Cs	1.19	2.98	2.94	4.51	1.70	0.23	1.21	0.90	2.50	1.19	1.92	0.86	0.70
Sr	560	1377	—	509	1225	675	491	539	388	525	603	680	485
Ba	468	558	476	536	543	532	459	433	521	509	692	677	684
Ga	21.60	17.29	20.24	19.16	18.31	21.46	19.77	19.43	16.07	20.07	19.97	17.71	18.75
Pb	12.14	9.21	9.67	10.57	8.35	10.90	13.01	9.12	10.29	13.12	15.22	8.38	15.26
La	21.18	22.85	26.54	19.91	22.89	25.59	23.19	22.85	21.30	24.56	25.05	21.46	27.67
Ce	47.59	49.52	51.23	46.59	48.92	55.81	53.74	49.72	45.26	53.17	54.69	43.51	62.58
Pr	5.80	6.17	6.19	5.22	5.85	6.54	5.85	6.02	5.26	6.17	6.39	5.12	6.53
Nd	25.19	26.28	25.65	22.52	25.39	27.43	24.23	25.35	21.90	25.44	26.25	20.37	26.19
Sm	4.83	4.98	4.48	4.52	4.85	4.98	4.58	4.77	3.81	4.52	4.88	3.98	4.64
Eu	1.12	1.51	1.06	1.17	1.46	1.16	1.19	1.09	0.88	1.06	1.15	1.08	1.16
Gd	5.54	16.54	5.09	5.12	14.94	5.59	5.21	5.47	4.56	5.23	5.50	4.20	5.12
Tb	0.45	1.01	0.40	0.60	0.93	0.45	0.59	0.45	0.32	0.40	0.44	0.58	0.58
Dy	3.50	4.05	3.24	3.56	3.80	3.54	3.52	3.49	2.83	3.31	3.53	3.23	3.40
Ho	0.47	0.60	0.46	0.64	0.57	0.49	0.64	0.48	0.36	0.45	0.49	0.65	0.63
Er	1.74	2.47	1.79	1.91	2.30	1.91	1.92	1.82	1.45	1.74	1.91	1.89	1.91
Tm	—	0.17	0.01	0.22	0.16	0.04	0.22	0.03	—	0.01	0.04	0.26	0.22
Yb	1.45	1.93	1.63	1.66	1.82	1.77	1.73	1.76	1.37	1.63	1.81	1.74	1.76
Lu	—	0.20	0.03	0.20	0.18	0.05	0.22	0.03	—	0.02	0.05	0.26	0.24
Y	16.35	16.37	19.43	17.36	15.77	18.53	16.96	17.33	14.92	16.48	17.84	15.86	16.99
Th	2.65	3.38	3.37	3.01	3.21	4.46	4.07	4.06	2.73	4.68	4.96	3.78	6.39
U	0.62	0.60	0.64	0.75	0.52	0.93	1.01	0.95	0.42	0.91	1.13	0.90	1.23
Zr	84	128	143	79	119	122	149	110	99	119	115	78	170
Hf	2.25	3.22	3.57	1.94	3.21	4.11	3.58	3.18	2.99	4.09	3.80	2.38	4.02
Mo	0.54	0.15	0.27	1.05	0.23	0.66	0.98	0.33	0.33	0.88	1.72	0.36	0.94
Nb	8.0	6.6	8.3	7.1	6.5	8.3	9.2	6.8	7.2	7.6	7.4	7.9	8.6
Ta	0.37	0.35	0.29	0.42	0.33	0.29	0.62	0.27	0.24	0.39	0.26	0.58	0.55
Zn	96.56	63.45	145.67	68.03	49.60	112.23	201.13	97.52	91.18	108.53	120.38	86.27	68.57
Co	24.60	15.83	21.30	17.61	15.90	18.64	21.20	18.86	17.18	15.62	15.45	25.03	15.69
Ni	14.08	11.03	36.11	6.20	11.34	9.70	19.32	5.83	29.01	17.03	4.59	40.33	18.26
Sc	23.65	14.55	18.08	16.63	14.79	14.34	16.58	17.71	15.69	13.25	14.65	21.78	12.63
V	210.60	102.40	154.57	201.01	111.75	151.08	172.69	176.84	140.35	128.79	145.29	190.24	112.81
Cr	54.26	20.17	82.01	27.69	30.23	34.39	55.43	29.61	85.44	63.18	44.15	111.81	73.90

d89-2	d89-4	d79	d89-6	d89-7	d86	d89-1	d77-6	d74	d97	d102	d89	d89-8	d108	d-103
57.80	58.10	59.29	59.75	60.11	60.43	60.63	60.91	61.42	62.44	62.96	63.23	63.41	63.48	63.49
0.70	0.70	0.64	0.64	0.69	0.74	0.64	0.64	0.64	0.65	0.66	0.59	0.61	0.66	0.72
17.37	17.57	17.59	17.70	16.36	18.79	16.97	16.82	17.08	15.85	16.10	16.07	15.93	16.25	16.20
6.67	6.51	5.57	5.99	6.99	4.79	6.04	4.96	5.01	7.76	7.51	5.73	5.87	7.45	7.33
0.11	0.12	0.11	0.08	0.12	0.10	0.07	0.09	0.09	0.09	0.08	0.07	0.10	0.08	0.10
3.05	3.02	2.50	1.95	2.73	1.26	2.04	2.31	2.31	2.98	2.27	1.81	2.29	2.47	2.23
5.67	5.93	4.12	5.28	2.84	4.68	3.96	4.23	3.94	4.18	3.30	3.25	4.40	3.44	3.79
3.57	3.35	3.94	3.54	4.64	3.42	3.36	3.75	4.41	3.36	3.52	3.27	2.48	3.49	3.46
2.06	1.77	2.64	2.35	2.18	2.66	3.21	2.86	2.29	2.92	3.64	3.43	1.69	3.05	2.52
0.26	0.24	0.25	0.22	0.24	0.28	0.23	0.24	0.34	0.23	0.23	0.23	0.22	0.24	0.23
2.75	2.68	3.38	2.51	3.10	2.85	2.84	3.18	2.47	1.99	1.75	2.32	3.01	1.96	1.94
100.00	100.01	100.02	100.02	100.00	100.01	100.00	100.00	99.99	100.46	100.27	100.01	100.00	100.61	100.07
42.7	31.4	60.3	63.7	43.5	72.2	52.7	69.0	49.5	71.6	128.5	62.5	48.9	89.4	44.7
1.65	1.23	0.64	5.09	1.59	2.33	3.23	3.78	1.06	0.78	2.30	3.04	4.87	2.87	1.44
752	555	482	547	629	559	649	471	677	581	653	528	667	664	332
619	678	559	641	654	648	896	761	1175	826	794	1033	567	835	417
19.31	18.78	18.73	18.14	16.21	20.00	15.15	18.99	19.80	17.33	17.86	13.64	17.04	19.54	9.77
12.55	10.98	14.04	13.73	10.34	18.79	14.50	18.12	39.55	11.52	18.42	13.25	11.36	13.93	6.96
24.72	24.04	31.05	26.94	24.20	32.80	24.50	28.46	27.65	26.27	28.75	22.71	23.61	27.99	14.00
53.69	54.65	47.50	58.53	56.43	50.74	53.33	61.68	56.71	56.87	61.88	48.89	49.16	62.17	31.08
6.22	5.83	7.36	6.29	6.02	8.13	5.98	6.24	6.13	5.94	6.30	5.35	5.87	6.18	3.09
24.68	23.83	28.98	25.35	23.44	31.72	24.44	24.42	24.24	23.60	24.98	22.14	23.30	26.00	13.00
4.44	4.15	4.90	4.49	4.32	5.67	4.43	4.00	3.98	4.17	4.44	3.93	4.18	4.53	2.26
1.16	1.09	1.09	1.12	1.06	1.27	1.11	1.07	1.10	1.06	1.16	0.98	1.08	1.16	0.58
4.91	4.78	5.58	5.13	4.76	6.12	4.94	4.48	4.57	4.36	4.67	4.31	4.62	4.69	2.35
0.53	0.51	0.42	0.56	0.53	0.67	0.54	0.44	0.47	0.50	0.53	0.46	0.49	0.54	0.27
3.30	3.13	3.34	3.32	3.34	3.95	3.19	2.44	2.57	2.88	3.07	2.73	2.99	3.09	1.55
0.60	0.57	0.44	0.61	0.58	0.70	0.57	0.41	0.45	0.53	0.57	0.49	0.53	0.56	0.28
1.87	1.75	1.72	1.91	1.77	2.11	1.78	1.27	1.33	1.64	1.74	1.52	1.65	1.71	0.85
0.22	0.20	0.01	0.22	0.20	0.24	0.20	0.13	0.15	0.21	0.23	0.16	0.17	0.22	0.11
1.77	1.67	1.57	1.77	1.66	1.84	1.64	1.09	1.14	1.51	1.64	1.38	1.47	1.64	0.82
0.20	0.22	0.01	0.23	0.16	0.20	0.21	0.12	0.13	0.22	0.23	0.17	0.16	0.23	0.11
16.53	16.35	16.41	17.68	14.96	19.57	17.00	12.24	13.36	12.53	13.60	14.66	15.16	13.84	6.92
3.95	3.70	4.82	4.42	3.12	6.74	3.75	4.04	4.51	7.61	7.39	3.43	3.28	7.36	3.68
0.97	0.92	1.06	1.03	0.51	1.94	0.70	1.13	1.07	1.23	1.32	0.64	0.73	1.64	0.82
154	177	112	116	84	136	164	112	91	77	49	144	123	66	33
4.06	3.80	4.16	3.05	2.92	4.12	3.61	2.52	2.38	2.41	1.83	3.12	3.33	1.98	0.99
0.86	0.89	1.34	1.33	0.45	1.24	0.58	1.40	1.36	0.68	1.21	0.66	0.52	1.01	0.50
8.5	8.5	11.7	8.8	7.7	11.2	7.8	9.2	8.2	11.1	11.7	6.6	6.6	11.9	6.0
0.53	0.47	0.45	0.47	0.45	0.72	0.47	0.61	0.55	0.72	0.75	0.32	0.40	0.85	0.43
87.18	120.63	225.85	81.16	70.89	79.55	71.77	201.99	223.40	92.94	101.20	102.85	61.40	158.36	79.18
18.16	18.26	12.67	12.97	18.60	7.79	13.01	11.08	11.84	15.32	12.96	11.89	12.89	14.15	7.07
24.44	21.31	10.06	11.93	31.05	5.48	13.28	19.56	19.22	26.24	11.21	11.55	10.81	14.70	7.35
16.20	13.79	10.39	12.11	16.29	8.93	11.33	7.50	8.83	13.63	11.33	10.49	12.13	11.25	5.62
128.35	137.50	133.33	136.61	82.08	93.47	70.68	75.07	96.99	108.46	104.01	55.79	108.59	107.47	53.73
71.44	68.76	49.31	84.31	92.61	65.17	64.87	81.73	86.69	76.60	72.94	70.49	47.80	60.73	30.37

Примечание. Прочерк — не определялось.

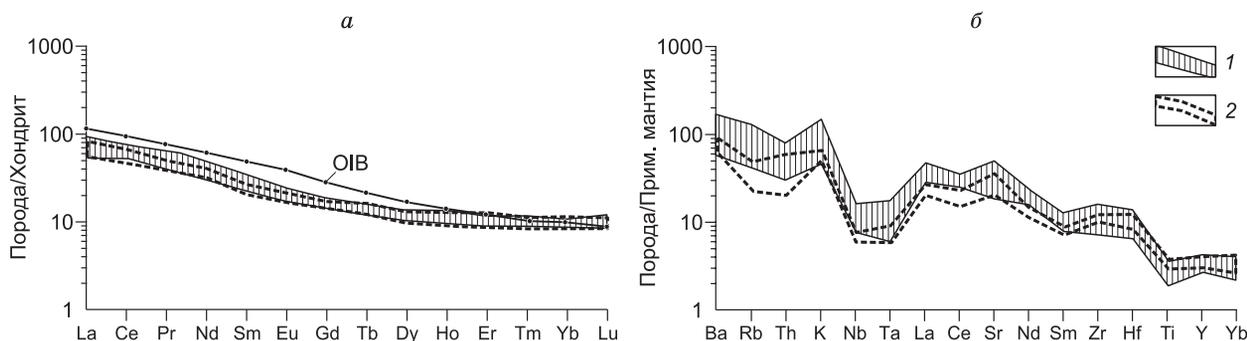


Рис. 3. Особенности распределения редких элементов.

В породах: Исиканского вулканического поля (1) и поярковского вулканического комплекса (2). Редкие элементы нормированы: а — к хондриту и б — к примитивной мантии. В пересчетах использованы данные [McDonough, Sun, 1995].

ной фации. Изотопное датирование проведено по матрице, отобранной вручную под бинокулярной лупой из фракции 0.25—0.15 мм измельченного образца. Облучение проб проведено в кадмированном канале научного реактора типа ВВРК в Научно-исследовательском институте ядерной физики (г. Томск). Градиент нейтронного потока за период облучения не превышал 0.5 % в пределах образца. Холостой опыт по определению ^{40}Ar (10 мин при 1200 °С) не превышал 5×10^{-10} нсм³. Очистку аргона производили с помощью Ti и ZrAl SAES геттеров. Изотопный состав аргона измеряли на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы «Микромасс» (Великобритания). Для коррекции на изотопы $^{36,37,40}\text{Ar}$, полученные при облучении Ca и K, использованы следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000730 \pm 0.000026$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000320 \pm 0.000021$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.0641 \pm 0.0001$. Особое внимание уделяли контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ на период измерений составило 296.5 ± 0.5 . Результаты проведенных исследований (см. табл. 2, рис. 4) сводятся к следующему: интегральный возраст матрицы дацитов Исиканского вулканического поля составляет 113.0 ± 2.6 млн лет, возраст по плато — 121.0 ± 1.6 млн лет.

Изотопно-геохимические исследования проводились в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г. Москва). Определение содержаний Rb, Sr, Sm, Nd и изотопных отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в образцах горных пород проведено методом изотопного разбавления с помощью смешанных ^{85}Rb - ^{84}Sr и ^{149}Sm - ^{150}Nd трассеров, которые добавлялись в пробы непосредственно перед их химическим разложением. Разложение валовых проб пород, навеска которых варьировала от 0.1 до 0.2 г, осуществлялось в смеси концентрированных кислот HF + HNO₃ (3:1). Пробы выдерживались в герметично закрытом автоклаве при температуре около 160 °С до полного растворения.

Препараты Rb, Sr, Sm и Nd для масс-спектрометрического анализа были получены на основе применения методики двустадийной ионообменной хроматографии. На первой стадии фракции Rb, Sr и легких РЗЭ отделялись от элементов матрицы образца. Выделение фракций проводилось в 2.4 М HCl на ионообменных колонках, заполненных 3 мл катионита BioRad W50x8 (200—400 меш). Хроматографи-

Таблица 2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования матрицы дацитов Исиканского вулканического поля методом ступенчатого прогрева

№ ступени	$T, ^\circ\text{C}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±	Возраст, млн лет	±	Выделенный ^{39}Ar
1	500	78.5	5.5	0.12	0.04	8.8	6.5	0.24	0.07	52.6	144.7	0.6
2	650	19.95	0.07	0.029	0.003	0.5	0.2	0.029	0.003	80.5	6.3	16.2
3	750	21.50	0.09	0.009	0.003	0.3	0.1	0.015	0.004	119.0	7.7	37.2
4	850	19.95	0.05	0.019	0.002	0.5	0.0	0.010	0.002	118.6	3.6	61.3
5	950	20.73	0.04	0.025	0.002	0.7	0.2	0.013	0.002	118.9	4.1	74.2
6	1050	19.88	0.02	0.021	0.004	0.3	0.3	0.0072	0.0004	124.2	1.5	88.7
7	1130	22.57	0.03	0.024	0.002	0.2	0.2	0.020	0.001	116.8	2.4	100.0

Примечание. T — температура, погрешность ± 1 °С. J (джи-фактор) = 0.004011 ± 0.000042 — параметр, характеризующий нейтронный поток.

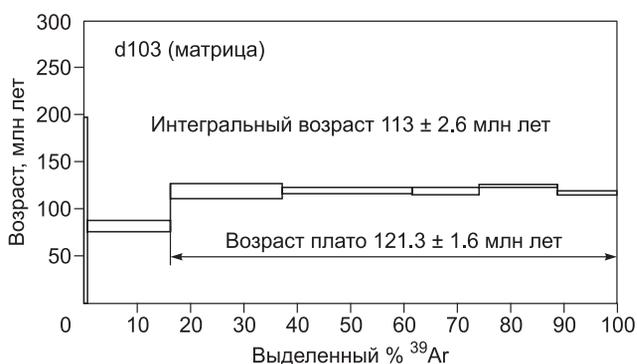


Рис. 4. График ступенчатого отжига для дацита (обр. d103) Исиканского вулканического поля.

ческое отделение Nd и Sm от других легких РЗЭ осуществлялось на второй стадии с использованием колонок, заполненных 0.5 мл ионообменной смолой HDEHP, нанесенной на гранулы Kel-F. Суммарный уровень фонового загрязнения пробы в течение всей процедуры химической подготовки по Sr и Nd не превышал 0.1 нг.

Масс-спектрометрические измерения изотопного состава Rb, Sr, Sm и Nd проведены на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, Великобритания). Правильность измерений изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ контролировалась систематическими измерениями международного стандарта изотопного состава Sr (SRM-987) и внутрилабораторного образца изотопного состава Nd «Nd-IGEM», калиброванного относительно международного стандарта LaJolla. Погрешность измеренных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ не превышала 0.003 % ($\pm 2\sigma_{\text{сд}}$). Точность определения изотопных отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составляла 0.5 и 0.2 % соответственно ($\pm 2\sigma_{\text{сд}}$). В результате получены следующие данные (табл. 3).

Исследования химического состава пород проводились в Институте геологии и природопользования ДВО РАН в г. Благовещенск (аналитики Е.В. Ушакова, А.А. Зеневич); определялись основные петрогенные компоненты, Sr, Zr, Nb. В Институте тектоники и геофизики ДВО РАН в г. Хабаровск (аналитики Д.В. Авдеев, А.В. Штарева, Л.С. Боковенко, А.Ю. Лушникова, В.Е. Зазулина) методом ICP-MS определялись следующие элементы: Ga, Ge, Rb, Cs, Sr, Ba, Pb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, Sc. Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при 1050—1100 °С. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S. Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Для анализа по технологии ICP-MS вскрытие образцов 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 составляет 3—10 % (см. табл. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Отсутствие прецизионных данных возраста и вещественного состава вулкаников Исиканского поля позволяло относить эти породы к различным андезитовым комплексам, развитым в южном обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса. Результаты, полученные в последние годы исследования

Таблица 3. Результаты Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимических исследований пород Исиканского вулканического поля и поярковского комплекса

№ образца	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2$	Nd(T)	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
	г/г						г/г				
Вулканиты поярковского комплекса											
b49-1	3.8	7.5	0.1297	0.512562	-0.6	1.10	22	495	0.1317	0.706448	0.7063
d27	6.6	30	0.1318 ± 3	0.512577 ± 5	-0.2	—	87	763	0.3317 ± 12	0.707583 ± 9	0.7070
d163	3.4	15	0.1388 ± 2	0.512634 ± 10	0.8	—	23	380	0.1773 ± 12	0.706643 ± 10	0.7063
d164	3.0	15	0.1205 ± 2	0.512581 ± 10	0	—	28	694	0.1166 ± 7	0.705750 ± 10	0.7056
Вулканиты Исиканского поля											
d79	4.9	27	0.1094 ± 2	0.512603 ± 10	0.6	0.6	67	748	0.2578 ± 9	0.706152 ± 10	0.7057
d-81-1	4.7	24	0.11755 ± 5	0.512616 ± 6	—	—	33	1489	0.0646 ± 5	0.705721 ± 9	0.7056
d-90-1	5.1	24	0.12603 ± 5	0.512624 ± 6	—	—	27	842	0.0942 ± 8	0.705908 ± 9	0.7058

Примечание. Прочерк — параметры не рассчитывались.

этого региона, и их анализ показали следующее. Магматиты талданского комплекса распространены исключительно в пределах Аргунского супертеррейна (см. рис. 1, *а*). Они формировались в интервале 130—122 млн лет [Сорокин и др., 2003; Козырев, 2016], их вещественные характеристики сопоставимы с надсубдукционными образованиями [Дербекко, 2012; Derbeko, 2012]. Вулканиды бурундинского комплекса развиты локально в северном обрамлении Бурей-Цзямусинского супертеррейна (см. рис. 1, *а*). Период становления равен 111—105 млн лет. Показано, что их вещественные характеристики соответствуют характеристикам пород, сформированным в островодужных условиях [Дербекко и др., 2010; Дербекко, 2012; Derbeko, 2012]. В этот же временной интервал формировались породы станолиторского комплекса. Но они характеризуются более высокими содержаниями Nb, Ta, Zr и более низкими — Sr [Дербекко и др., 2010; Derbeko, 2012]. Хотя содержания этих элементов и не выходят за пределы таковых в породах, сформированных в надсубдукционных обстановках, породы станолиторского комплекса явно отличаются от пород поярковского комплекса по своим геохимическим характеристикам. А вот вулканиды Исиканского поля по этим же характеристикам вполне сопоставимы с вулканидами поярковского комплекса (см. рис. 3), образования которого начинают формироваться в пределах Бурей-Цзямусинского супертеррейна около 120 млн л. н. с накопления туфогенно-осадочной составляющей [Решения..., 1994]. Есть мнение, что активное излияние лав происходило в интервале 119—117 млн лет [Сорокин и др., 2008], но также есть данные, указывающие на более поздние сроки вулканической деятельности: 111—107 млн лет [Дербекко, 2007; Сорокин и др., 2014]. Геохимические характеристики пород данного комплекса указывают на их сопоставимость с продуктами надсубдукционного вулканизма [Дербекко, 2012; Derbeko, 2012]. Учитывая все эти данные, можно предположить, что вулканиды Исиканского поля по времени формирования и структурной принадлежности наиболее близки образованиям поярковского комплекса. Принадлежность пород Исиканского вулканического поля к поярковскому комплексу может быть установлена единством магматического источника.

Относительное разнообразие составов лав (базальты—дациты) Исиканского вулканического поля, так же как и пород поярковского комплекса, может быть обусловлено различными процессами: коровой контаминацией, составом источника магм, фракционной кристаллизацией. Установлено [Pearce, 1982], что широкие вариации отношения Nb/Ta указывают на неоднородный состав мантийного протолита. Для основных пород Исиканского вулканического поля и пород поярковского комплекса эти значения довольно широки и составляют 14—29.

Влияние коровой контаминации приводит к обогащению Th относительно Ta и Yb [Wilson, 2007], что выражается в повышении Th/Yb отношения. На диаграмме соотношения Th/Yb—Ta/Yb (рис. 5, *а*) точки основных—умеренно основных вулканидов располагаются значительно выше области мантийных источников. Этот факт можно объяснить контаминацией магматическим очагом континентальной коры, что подтверждается наличием на графике нормирования пород к примитивной мантии Nb-Ta минимума (см. рис. 3, *б*). Результатом этого влияния, по представлению [Wilson, 2007], является также и обогащение пород крупноионными элементами (см. табл. 1; рис. 3, *б*).

О присутствии фракционной кристаллизации при формировании рассматриваемых образований говорят пониженные концентрации Ni, Cr и Mg, что и наблюдается в составах рассматриваемых вулканидов (см. табл. 1). Можно предположить, что на начальной стадии формирования пород происходило фракционирование оливина: его единичные зерна сохранились в порфириновых выделениях. Далее этот процесс заместился фракционированием плагиоклаза и пироксенов и позднее фракционированием плагиоклаза и амфибола. Все эти минералы в разных количествах образуют порфириновые выделения. Появление амфибола и (редко) биотита может указывать, что в магматическом резервуаре в остаточных расплавах увеличивалось присутствие воды. Это могло быть обусловлено субдукционными процессами. Показано [McKenzie, Onions, 1991], что к процессу фракционной кристаллизации нечувствительно значение отношения Sm/Yb. На диаграмме Sm/Yb—La/Yb (см. рис. 5, *б*) фигуративные точки рассматриваемых пород хоть и приближены к кривой плавления гранатсодержащего перидотита, но они также тяготеют и к кривой плавления шпинелевых перидотитов. Последний факт подтверждается соотношением $(\text{Tb}/\text{Yb})_{\text{н.пм}}—(\text{La}/\text{Sm})_{\text{н.пм}}$ (см. рис. 5, *в*). В данном случае базальтовая магма могла взаимодействовать с континентальной корой на мантийном уровне в связи с деляминацией литосферы или в результате подъема и внедрения магмы в основание континентальной коры. Согласно геологическому строению рассматриваемого региона породы фундамента представлены докембрийскими образованиями [Геологическая карта..., 1999, 2001; Геодинамика, 2006], которые и могли претерпевать процесс плавления при контаминации.

Соотношение $(\text{Tb}/\text{Yb})_{\text{н.пм}}—(\text{La}/\text{Sm})_{\text{н.пм}}$ (см. рис. 5, *в*) является также индикатором глубины плавления [Wang et al., 2002], согласно которому при значении $(\text{Tb}/\text{Yb})_{\text{н.пм}} > 1.8$ магма формировалась в присутствии граната (компонент OIB), а при значении < 1.8 условия соответствовали уровню шпинелевых лерцолитов или присутствию компонента E-MORB. Индикаторное отношение $(\text{Tb}/\text{Yb})_{\text{н}}$ для пород Исиканского вулканического поля составляет 2.3—1.2, преобладают значения 1.6—1.4. Можно считать,

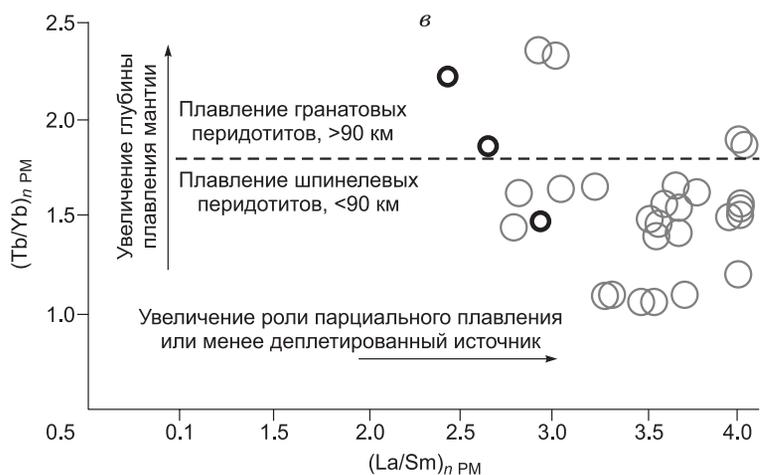
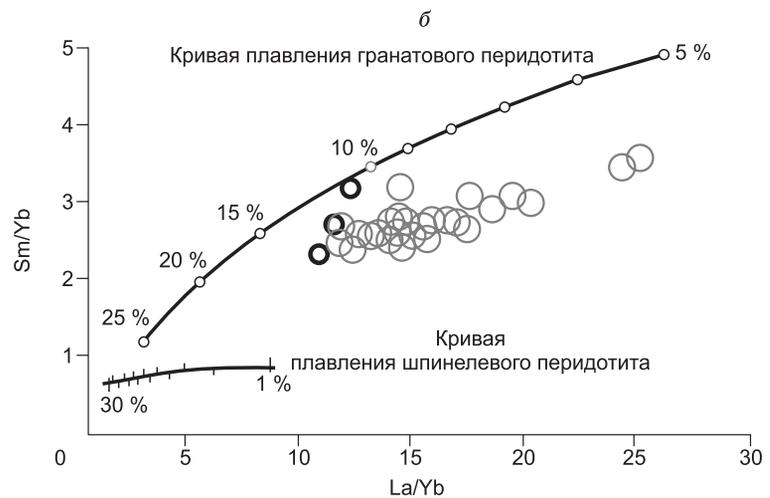
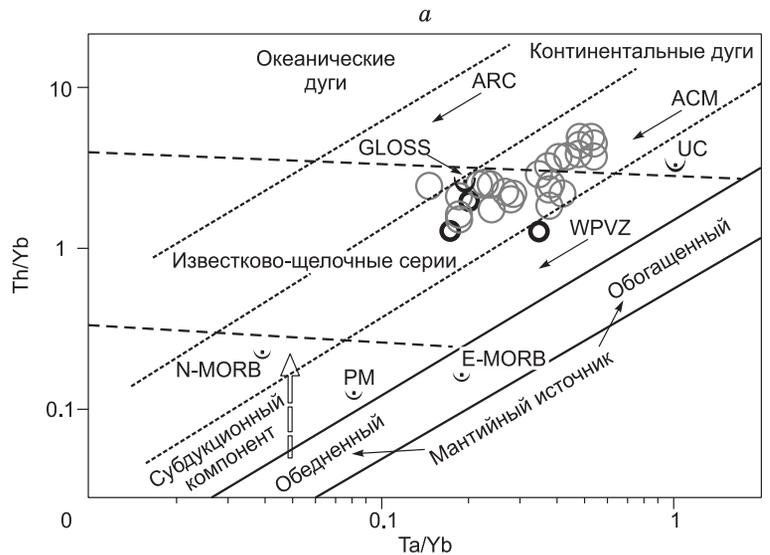
Рис. 5. Диаграммы соотношения редких элементов вулканитов Иси-канского поля и полярковского комплекса с дискриминационными полями некогерентных элементов.

a — Th/Yb—Ta/Yb, по [Pearce, 1983]; *b* — Sm/Yb—La/Yb, по [Xu et al., 2005]. Кривые периодического плавления для гранатового и шпинелевого перидотитов с долей расплава в процентах, по [Johnson et al., 1990]; *c* — $(Tb/Yb)_{nPM} - (La/Sm)_{nPM}$, по [Wang et al., 2002]. Th, Ta, Yb нормализованы к примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989]. PM — примитивная мантия (на время 4.5 млрд лет), базальты срединно-океанических хребтов, обогащенные некогерентными элементами E-MORB и нормальные — N-MORB, WPVZ — внутриплитная вулканическая зона, ACM — активная континентальная окраина, ARC — островные дуги, UC — верхняя континентальная кора, GLOSS — субдукционные осадки. Усл. обозн. пород см. на рис. 2.

что магматический расплав, определивший их формирование, образовался в пограничных областях плавления гранатового и шпинелевого перидотитов при преобладании роли последнего. Первоначально выплавление базальтоидной магмы происходило в условиях стабильности граната. Соответственно глубина формирования магматического очага составляла более 90 км, а затем она постепенно уменьшалась, соответственно изменялись условия выплавления магмы, они смещались к условиям плавления шпинелевого перидотита (см. рис. 5, *б*).

Все эти данные подтверждают предположение о присутствии нескольких источников формирования магматитов Иси-канского поля (значит, и пород полярковского комплекса), среди которых к наиболее вероятным можно отнести: плавление океанической коры, контаминирование пород континентальной коры, преобразование мантийного клина под воздействием флюидов, что сопровождается обогащением подвижными в водных растворах редкими элементами, а именно крупноионными литофильными элементами: K (до 30000 г/т), Rb (до 128.5 г/т), Ba (до 1175 г/т), Sr (до 1050 г/т), и приводит к росту $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения (до 0.7070) (см. табл. 3).

Соотношение и распределение редких элементов в породах Иси-канского вулканического поля и полярковского комплекса на диаграммах, отражающих геодинамические условия формирования и влияние составов родоначальных магм, показывают, что им свойственны геохимические признаки, согласно которым они сопоставимы с образованиями активных континентальных окраин или островных дуг (см. рис. 5, *a*; *б*), а их составы приближены к составу верхней континентальной коры (см. рис. 6, *б*, *в*). Уве-



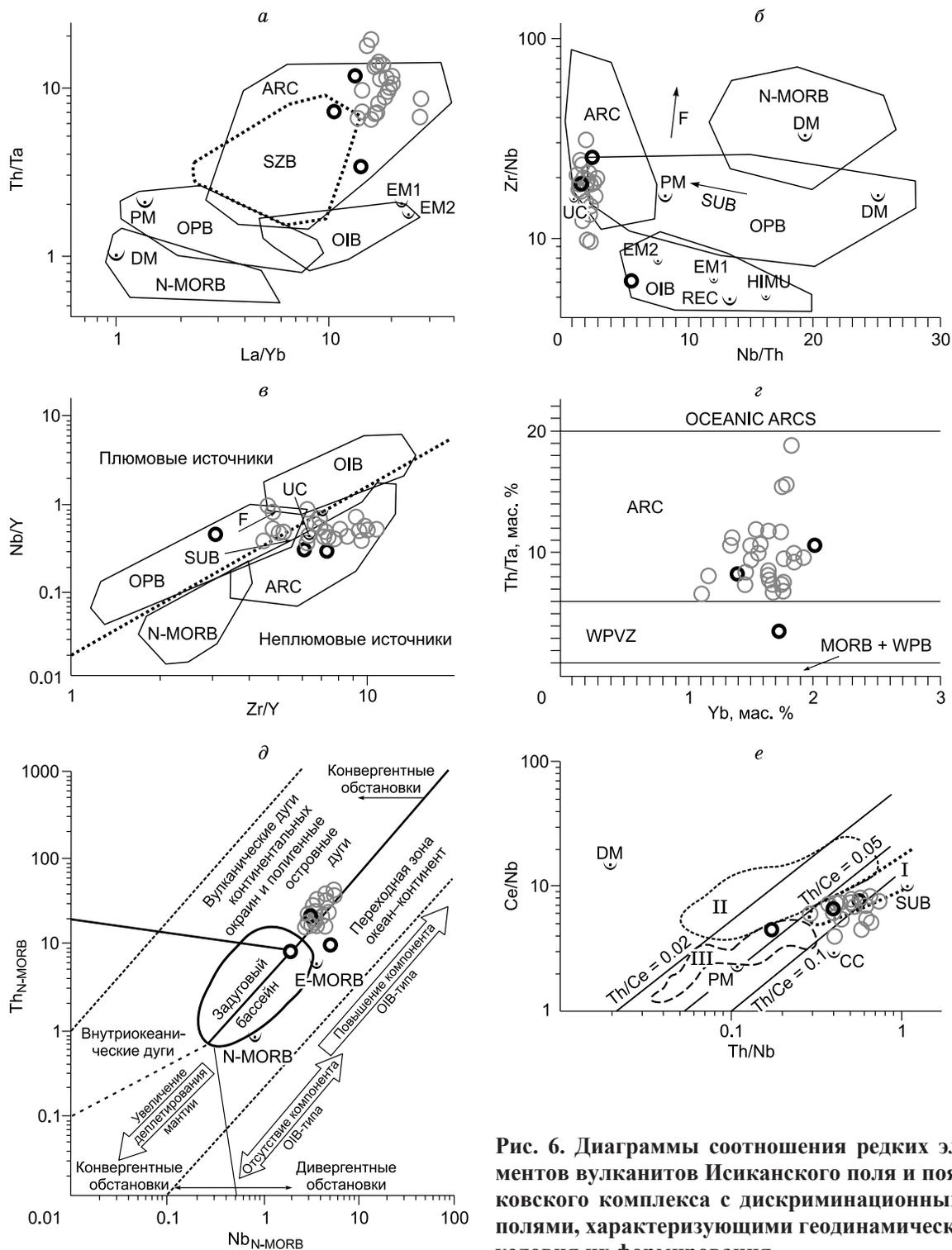


Рис. 6. Диаграммы соотношения редких элементов вулканитов Исеанского поля и поярковского комплекса с дискриминационными полями, характеризующими геодинамические условия их формирования.

a — La/Yb—Th/Ta, по [Tomlinson, Condi, 2001]; *б* — Nb/Th—Zr/Nb, по [Condie, 2005]; *в* — Zr/Y—Nb/Y, по [Condie, 2005]; *г* — Yb—Th/Ta [Gorton, Schandl, 2000]; *д* — соотношение Nb и Th, нормализованных к составу N-MORB, по [Sun, McDonough, 1989], на диаграмме [Saccani, 2015]; *е* — Th/Nb—Ce/Nb для пород основного состава, по [Saunders et al., 1988]; поля: I — островных дуг, II — задуговых бассейнов, III — океанического плато Онтонг Джава. SZB — базальты зон субдукции, OIB — базальты океанических островов, OPB — базальты океанического плато, DM — деплетированная мантия; EM1, EM2 — типы обогащенной мантии; HIMU — обогащенная (U + Th/Pb) мантия, образовавшаяся 1.5—2.0 млрд лет назад; REC — рециклированный компонент, SUB — субдукционный компонент; WPB — внутриплитные базальты; F — фракционирование; CC — континентальная кора, DM — деплетированная мантия; прочие сокращения см. на рис. 5. Усл. обозн. пород см. на рис. 2.

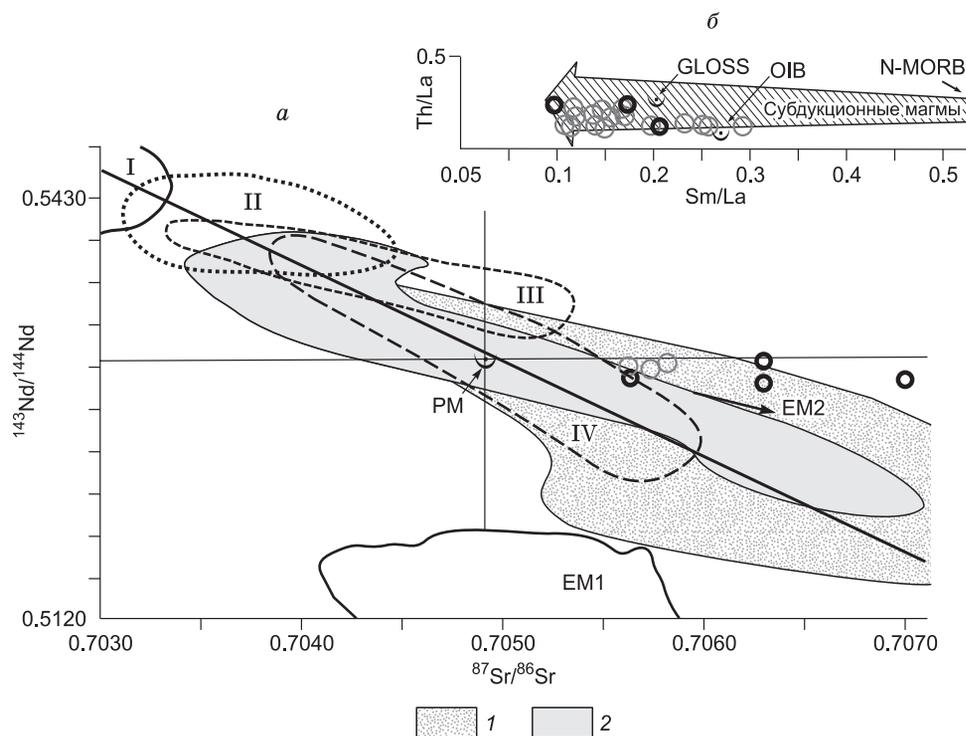


Рис. 7. Тектоническая интерпретация пород Исиканского вулканического поля и поярковского комплекса на основе систематики соотношения изотопного состава Nd—Sr и Th/La—Sm/La.

a — соотношение изотопного состава Nd и Sr; поля базальтов по преобладанию значений, соответствующих базальтам срединно-океанических хребтов (I); островов Тихого (II), Атлантического (III) и Индийского (IV) океанов, по [Фор, 1989]; поля вулканитов Центральной (1) и Южной (2) зон Андийской континентальной окраины из работы А.А. Араскина [2019]. *б* — соотношения Th/La—Sm/La; тренд субдукционных магм по [Tommasini et al., 2011], значения OIB и N-MORB, по [McDonough, Sun, 1995], GLOSS — средний состав субдукционных осадков, по [Plank, Langmuir, 1998]. Усл. обозн. пород см. на рис. 2.

личение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения до 0.7070 при близких значениях $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5125—0.5126) (см. табл. 3) весьма характерно для пород субдукционных обстановок андийских континентальных окраин (рис. 7, *a*).

Низкие концентрации Nb, Ta, P и повышенные содержания Pb и Sr (см. табл. 1, рис. 3, *б*) позволяют предполагать присутствие субдукционного компонента, а относительно низкие значения ϵ_{Nd} и повышенное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ — более 0.7050 (см. табл. 3) — указывают на присутствие корового компонента при их формировании.

На диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (см. рис. 7, *a*) фигуративные точки вулканитов Исиканского поля и поярковского комплекса размещаются в квадранте соответствия магматическим породам островных дуг или активных континентальных окраин. Более того, область их расположения на диаграмме совмещена с областью положения вулканитов Центральной и Южной зон Андийской континентальной окраины. А по соотношению таких некогерентных элементов, как Th/La—Sm/La, они не выходят за пределы области этих значений для субдукционных магм (см. рис. 7, *б*).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все вышеперечисленные петро- и геохимические характеристики пород Исиканского вулканического поля согласуются с подобными характеристиками вулканогенных образований поярковского комплекса Бурья-Цзямусинского супертеррейна (см. рис. 5—7). На графике нормирования содержаний редких элементов к хондриту и примитивной мантии контуры пород поярковского комплекса и вулканитов Исиканского вулканического поля почти полностью совпадают (см. рис. 3). Полученные результаты согласуются с данными изотопного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования андезитовых базальтов поярковского комплекса (возраст пород 119—117 млн лет [Сорокин и др., 2008]) и позволяют отнести вулканические породы Исиканского поля к образованиям этого комплекса. Соответственно, можно говорить, что активная магматическая фаза формирования пород поярковского комплекса приходится на временной интервал 119—113 млн лет, т. е. почти на протяжении всего апта, а с учетом данных [Дербекко, 2007; Сорокин и др., 2014] магматизм проявлялся и в альбе, но он в этот период перешел в фазу затухания.

Судя по наличию шаровой отдельности лав и по разрезу свиты, углесодержащие слои присутствуют в нижней и верхней частях разреза [Решения..., 1994; Кириллова, 2005]. Можно предположить, что излияние лав происходило в условиях мелководного прибрежно-континентального или задугового бассейна в условиях субдукции.

Структурная принадлежность вулканитов Исиканского поля и, соответственно, поярковского комплекса к Бурья-Цзямусинскому супертеррейну позволяет сопоставить их с аналогичными по времени формирования и вещественному составу вулканитами, развитыми на соседней с юга территории Китая в пределах Бурья-Цзямусинского супертеррейна. Авторы [Li et al., 2010] также считают, что становление вулканитов этого возрастного этапа сопровождало субдукционные процессы в регионе.

ЛИТЕРАТУРА

Арискин А.А. Активные континентальные окраины восточно-тихоокеанского (андийского) типа. <http://docplayer.ru/62774485-Aktivnye-kontinentalnye-okrainy-vostochno-tihookeanskogo-andiyskogo-tipa.html>, 2019.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток, Дальнаука, 2006, кн.1, 572 с.

Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий, м-б 1:2 500 000. Объяснительная записка / Л.И. Красный, А.С. Вольский, И.А. Васильев, Пэн Юньбяо, Сюй Яньцян, Ван Ин. Санкт-Петербург—Благовещенск—Харбин, ВСЕГЕИ, Амургеолком, Управл. геологии и полезн. ископ. провинции Хэйлуцзян, 1999, 135 с.

Геологическая карта Амурской области м-ба 1:500 000. Объяснительная записка / Н.Н. Петрук, Т.В. Беликова, И.М. Дербекко. Благовещенск, Амургеология, 2001, 227 с.

Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист N-52-XXXVI. Объяснительная записка / Ф.С. Фролов. М., МинГео СССР, 1977, 80 с.

Дербекко И.М. Позднемезозойский вулканизм Приамурья (вещественный состав, геохронология, геодинамические обстановки): Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Благовещенск, 2007, 24 с.

Дербекко И.М. Позднемезозойский вулканизм Монголо-Охотского пояса (восточное окончание и южное обрамление восточного звена пояса). Германия, Саарбрюккен, LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co. KG, 2012, 97 с.

Дербекко И.М., Агафоненко С.Г., Козырев С.К., Вьюнов Д.Л. Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс (проблемы выделения) // Литосфера, 2010, № 3, с. 70—77.

Кириллова Г.Л. Позднемезозойско-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины Юго-Восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника, 2005, № 5, с. 62—82.

Козырев С.К. Государственная геологическая карта Российской Федерации, м-б: 1:200 000. Издание второе. Серия Зейская. Листы N-51-XXIII, XXIX (Невер); N-51-XXIV (Магдагачи); N-51-XXX (Черняево) / Ред. В.Е. Чепыгин, СПб., ВСЕГЕИ, 2016.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Под ред. О.А. Богатикова, А.Ф. Морозова, О.В. Петрова. СПб., ВСЕГЕИ, 2009, 160 с.

Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Схема 35. Хабаровск, Хабаровское государственное горно-геологическое предприятие, 1994, 22 с.

Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Козырев С.К., Сорокин А.П., Воропаева М.С. Новые изотопно-геохронологические данные для мезозойских магматических образований северо-восточной окраины Амурского супертеррейна // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 2, с. 3—6.

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: новые геохимические и ⁴⁰Ar/³⁹Ar-геохронологические данные // ДАН, 2008, т. 421, № 4, с. 525—529.

Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Пономарчук В.А., Саватенков В.М. Источники поздне-мезозойских магматических ассоциаций северо-восточной части Амурского микроконтинента // Петрология, 2014, т. 22, № 1, с. 72—84.

Фоп Г. Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 590 с.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos, 2005, v. 79, p. 491—504.

Derbeko I.M. The role of the andesitic volcanism in the understanding of Late Mesozoic tectonic events of Bureya-Zhiamysi superterrains, Russian Far East // Updates in volcanology — New advances in understanding volcanic systems / Ed. K. Nemeth. Rijeka, Croatia, IntechOpen, 2013, p. 91—115.

- Gorton M.P., Schandl E.S.** From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks // *Can. Mineral.*, 2000, v. 38, p. 1065—1073.
- Johnson K.T.M., Dick H.J.B., Shimizu N.** Melting in the oceanic upper mantle: anion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites // *J. Geophys. Res.*, 1990, v. 95, p. 2661—2678.
- 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.
- Li C., Guo F., Fan W., Gao X.** Ar-Ar geochronology of Late Mesozoic volcanic rocks from the Yanji area, NE China and tectonic implications // *Sci. China, Ser. D, Earth Sci.*, 2007, v. 50 (4), p. 505—518.
- McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120 (3—4), p. 223—253.
- McKenzie D., Onions R.K.** Partial melt distributions from inversion of rare-earth element concentrations // *J. Petrol.*, 1991, 32 (5), p. 1021—1091.
- Pearce J.A.** Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries / Ed. R.S. Thorpe // *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*. Chichester, UK, John Wiley & Sons, 1982, p. 525—548.
- Pearce J.A.** Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / Eds. C.J. Hawkesworth, M.J. Norry // *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich, Shiva, 1983, p. 230—249.
- Plank T., Langmuir C.H.** The chemical composition of subducting sediments: implications for the crust and mantle // *Chem. Geol.*, 1998, v. 145, p. 325—394.
- Saccani E.** A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics // *Geosci. Front.*, 2015, v. 6, p. 481—501.
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.** Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *J. Petrol.*, 1988, Special Lithosphere Issue, p. 415—445.
- Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, № 42, p. 313—345.
- Tomlinson K.Y.R., Condie K.C.** Archean mantle plumes: evidence from greenstone belt geochemistry // *Spec. Paper. Geol. Soc. Am.*, 2001, v. 352, p. 341—357.
- Tommasini S., Conticelli S., Avanzinelli R.** The Th/La and Sm/La conundrum of the Tethyan realm lamproites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2011, v. 301, p. 469—478.
- Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.I.** A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107, № B1, p. 5—21.
- Wilson M.** *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. London, Chapman & Hall, 2007, 466 p.
- Xu Y.G., Ma J.L., Frey F.A., Feigenson M.D., Liu J.F.** Role of lithosphere–asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton // *Chem. Geol.*, 2005, v. 224, p. 247—271.

*Рекомендована к печати 31 января 2020 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию 10 апреля 2019 г.,
после доработки — 23 января 2020 г.*