

УДК 552.11:552.3:550.4(571.513)

**ИЗОТОПНЫЙ (Nd, Sr, Pb) СОСТАВ ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫХ
И ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА
(Южная Сибирь, район Копьевского поднятия):
ГЕТЕРОГЕННОСТЬ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ МАФИТОВЫХ МАГМ**

**В.В. Врублевский¹, А.В. Чугаев², П.А. Тишин¹, А.Д. Котельников¹, А.Э. Изох³,
Ф. Казенова¹, И.О. Кремер¹**

¹Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

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

Изучен изотопный состав Nd, Sr и Pb в пермско-триасовых субщелочных долеритах и поздне-меловых базанитах северной части Минусинского прогиба. Широкие вариации первичных изотопных параметров долеритов ($\epsilon_{Nd} = 6.6\text{—}8.5$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7031\text{—}0.7061$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.13\text{—}18.72$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.51\text{—}15.55$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 37.88\text{—}38.07$) и базанитов ($\epsilon_{Nd} = 5.3\text{—}9.0$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7026\text{—}0.7054$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.63\text{—}19.09$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.54\text{—}15.56$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.40\text{—}39.01$) свидетельствуют как о гетерогенности глубинных мафитовых расплавов, так и об их частичной коровой контаминации. Предположительно, в генерации долеритовой магмы доминировало вещество из умеренно деплетированного мантийного источника, которое по изотопному составу подобно PREMA компоненту сублитосферных плюмов. Образование базанитовой магмы могло происходить за счет плавления материала субконтинентальной литосферной мантии (SCLM), модифицированной в результате плюмовой деятельности в палеозое—раннем мезозое. Сходство изотопного состава Pb базанитов с параметрами производных обогащенной литосферной мантии типа EM 2 связано со смешением разнородного вещества субстрата SCLM.

Базальтовый магматизм, базаниты, долериты, изотопная геохимия, мантийный плюм, субконтинентальная литосферная мантия, Копьевское поднятие, Минусинский прогиб, Центрально-Азиатский складчатый пояс

**ISOTOPIC (Nd, Sr, Pb) COMPOSITION OF THE PERMO–TRIASSIC AND LATE CRETACEOUS
BASALTOIDS IN THE MINUSA DEPRESSION (Southern Siberia, Kop’ev Uplift):
HETEROGENEITY OF MANTLE SOURCES OF MAFIC MAGMAS**

V.V. Vrublevskii, A.V. Chugaev, P.A. Tishin, A.D. Kotel’nikov, A.E. Izokh, F. Kazenova, I.O. Kremer

We have studied the isotopic composition of Nd, Sr, and Pb in Permo–Triassic subalkaline dolerites and Late Cretaceous basanites of the northern part of the Minusa depression. The wide variations in the primary isotope parameters of dolerites ($\epsilon_{Nd} = 6.6\text{—}8.5$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7031\text{—}0.7061$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.13\text{—}18.72$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.51\text{—}15.55$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 37.88\text{—}38.07$) and basanites ($\epsilon_{Nd} = 5.3\text{—}9$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7026\text{—}0.7054$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.63\text{—}19.09$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.54\text{—}15.56$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.40\text{—}39.01$) indicate both heterogeneity of mantle mafic melts and their partial crust contamination. Doleritic magma was presumably generated predominantly from a substance from a moderately depleted mantle source, which is similar in isotopic composition to the PREMA component of sublithospheric plumes. The basanitic magma might have formed through the melting of the material of the subcontinental lithospheric mantle modified as a result of plume activity in the Paleozoic—early Mesozoic. The similar isotopic compositions of Pb in basanites and the derivatives of the enriched lithospheric mantle (EM 2 type) are due to the mixing of different substances of the SCLM substratum.

Basaltic magmatism, basanite, dolerite, isotope geochemistry, mantle plume, subcontinental lithospheric mantle, Kop’ev uplift, Minusa depression, Central Asian Orogenic Belt

ВВЕДЕНИЕ

Внутриплитный базальтовый магматизм участвует в формировании многих крупных изверженных провинций [Ernst, 2014]. Наряду с доминирующими умеренно щелочными базальтоидами в составе вулканических серий нередко присутствуют щелочные породы: нефелиниты, базаниты и тефриты. Как правило, они встречаются в рифтогенных областях, где образуют автономные ареалы с фрагментами

лавовых полей, скоплений трубок взрыва, некков, даек или мелких штоков. Происхождение щелочных комплексов связывают с деятельностью сублитосферных мантийных плюмов и/или с процессами плавления субстрата обогащенной литосферной мантии [Trumbull et al., 2003; Jung et al., 2012; Hunt et al., 2012; Ernst, 2014; Ярмолук и др., 2020]. Согласно современным представлениям, основанным на данных по геохимии редких рассеянных элементов и радиогенных изотопов, плюм-литосферное взаимодействие является важным фактором образования мафитовых и ультрамафитовых магм в континентальной внутриплитной обстановке [Lightfoot et al., 1993; Nosova et al., 2020; Vorontsov et al., 2021].

В Центрально-Азиатском складчатом поясе (ЦАСП) субщелочной и щелочной базальтоидный магматизм внутриплитной природы широко проявлен в рифтогенных областях на территории Восточной Монголии и Южной Сибири [Ярмолук и др., 2020; Vorontsov et al., 2021]. По изотопно-геохимическим признакам в составе его источников в различной степени присутствовало вещество как умеренно деплетированной, так и обогащенной мантии. В строении некоторых участков вулканических провинций отмечается «телескопирование» палеозойских и мезозойских базальтовых извержений. Показательным примером является Минусинский прогиб в Алтае-Саянской рифтовой системе, где с преобладающими базальтами девона пространственно совмещены малые интрузии долеритов перми—триаса и базанитов позднего мела.

По литературным данным, первичный изотопный состав Nd и Sr ($\epsilon_{Nd} = 4.4—6.3$; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.703—0.704$) в базанитах Минусинского прогиба имеет сходство с аналогичными параметрами мантийного источника типа PREMA [Литасов и др., 2001]. Для идентификации возможных источников мафитовых расплавов нами проведен комплекс прецизионных Nd-Sr-Pb изотопных исследований валовых проб базанитов и долеритов. Полученные результаты свидетельствуют об участии в генерации первичных магм вещества разнородных мантийных субстратов и процессов плюм-литосферного взаимодействия.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОЛЕРИТОВ И БАЗАНИТОВ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА

Минусинский рифтогенный прогиб расположен в зоне сопряжения каледонских структур Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саяна (рис. 1, а). В северной части прогиба (район Копьевского поднятия) вулканыты и вмещающие терригенные и карбонатные отложения девона—раннего карбона прорваны дайками и мелкими штоками пермско-триасовых (~260—250 млн лет) долеритов, а также диатремами позднемеловых (~80—70 млн лет) базанитов [Malkovets et al., 2003]. Большинство этих малых интрузий сосредоточено в виде небольших по размерам ареалов на площади около 2000 км² (см. рис. 1, б, табл. 1). Эксплозивные трубки содержат ксенолиты мантийных перидотитов и мегакристы

Таблица 1. Характеристика и координаты точек отбора проб базальтоидов Минусинского прогиба

Проба	Интрузивное тело, порода	Северная широта	Восточная долгота
T01	Диатрема Бараджульская, базанит	55°00'33"	90°15'34"
T02	Диатрема Тергешская, базанит	54°51'29"	90°12'50"
T03	Диатрема Чебалдагская, базанит	54°49'34"	90°15'05"
T04	Диатрема Красноозерская, базанит	54°47'53"	90°18'20"
T05	Диатрема Высота 465, базанит	55°05'43"	90°16'07"
T06/2	Диатрема Конгаровская, базанит	55°06'09"	90°14'37"
T06/3	»	55°06'09"	90°14'37"
T07	Диатрема Три брата, базанит	55°07'56"	90°10'48"
T09/1	Диатрема Камыштинская-1, базанит	55°03'17"	89°39'22"
T10	Диатрема Марская, базанит	54°51'07"	89°55'44"
0204	»	54°51'15"	89°55'40"
K-8/2	Диатрема Беле, базанит	54°47'52"	90°18'17"
ПК1	Дайка, заповедник Подзаплоты, долерит	54°50'37"	89°39'24"
ПП2А	»	54°50'41"	89°39'01"
K-2	Дайка, оз. Черное, долерит	54°39'01"	89°28'22"
092	»	54°39'01"	89°28'22"
K-6	Дайка, оз. Беле, долерит	54°47'06"	90°19'19"
K-9	»	54°46'32"	90°17'45"
064	Дайка, оз. Учум, долерит	55°04'19"	89°41'00"
ПП6	Шток, гора Чирья, габбро-долерит	54°51'07"	89°39'17"

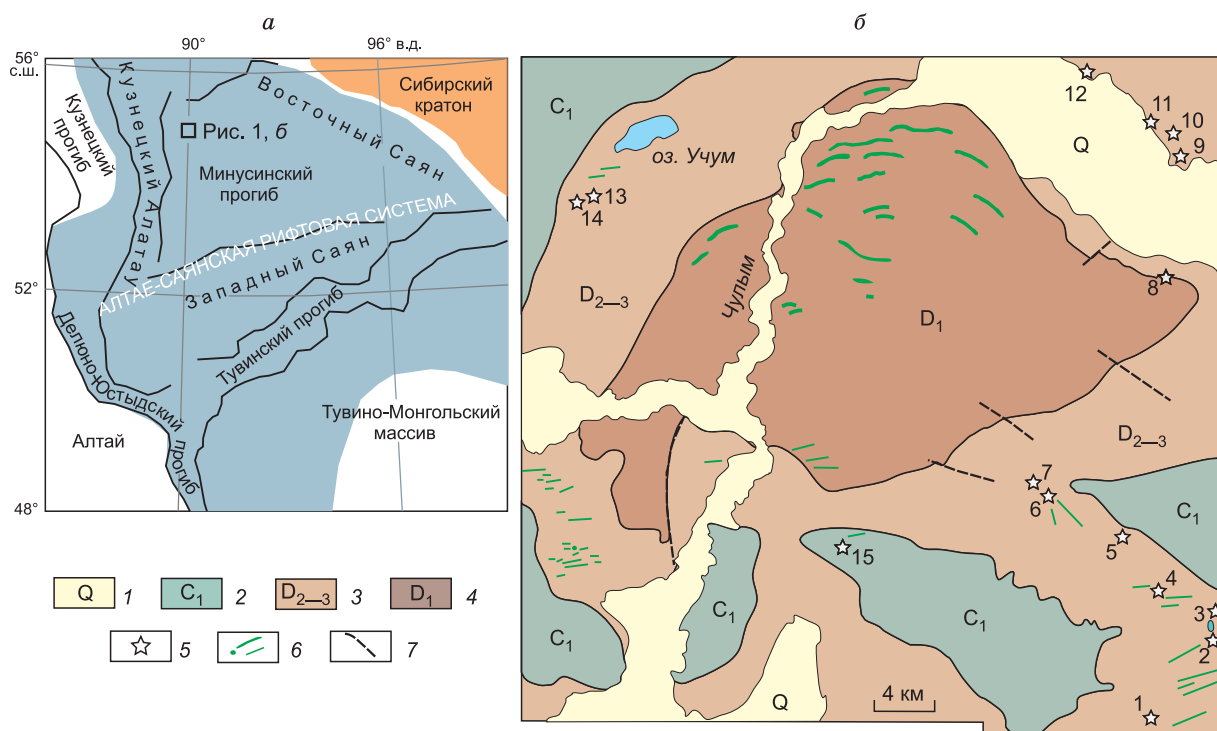


Рис. 1. Расположение и геологическое строение Минусинского прогиба.

а — тектоническая позиция Минусинского прогиба в Алтае-Саянской рифтовой системе девона [Vorontsov et al., 2021]; прямоугольным контуром показана территория Копьевского поднятия; *б* — геологическая схема Копьевского поднятия и ареалы распространения субвулканических тел базанитов и долеритов (литературные и наши данные). 1 — четвертичные отложения; 2 — терригенно-карбонатные отложения раннего карбона; 3 — терригенные отложения среднего и позднего девона; 4 — вулканы раннего девона; 5 — диатремы позднемеловых базанитов (вне масштаба): Беле (1), Красноозерская (2), Джиримская (3), Чебалдагская (4), Тергешская (5), Точильная (6), Придорожная (7), Бараджульская (8), Сестра (9), Высота 465 (10), Конгаровская (11), Три брата (12), Камыштинская-1 (13), Камыштинская-2 (14), Марская (15); *б* — дайки, штоки, силлы пермско-триасовых долеритов (вне масштаба); 7 — разломы.

титанистого авгита ($Wo_{35-40} En_{45-50} Fs_{15-16}$), граната и санидина [Соболев и др., 1988; Malkovets et al., 2003; Головин, Шарыгин, 2007; Vrublevskii et al., 2023].

Базальтоиды характеризуются повышенной титанистостью ($TiO_2 = 2.0-3.5$ мас. %), переменным количеством SiO_2 (42—49 мас. %) и $(Na_2O + K_2O)$ (2.9—5.8 мас. %) (табл. 2). По TAS-параметрам большинство их составов соответствует щелочным и субщелочным разновидностям (рис. 2, *а*). Базаниты содержат больше MgO (7—11 мас. %) в сравнении с долеритами (5—8 мас. %). Соотношения HFSE (Zr, Nb, Th, REE) в породах (табл. 3) указывают на источники расплавов в мантии с разным уровнем обогащения (рис. 2, *б, в*). Спектры распределения рассеянных элементов имеют отчетливый Nb—Ta максимум, что позволяет относить базальтоиды к производным внутриплитного магматизма OIB типа [Врублевский и др., 2022а].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Концентрации петрогенных и редких рассеянных элементов в горных породах измерены методами атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ICP-AES, спектрометр Thermo Scientific iCAP 7400Duo) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS, спектрометр Agilent 7500cx) соответственно. Химический анализ выполнен на оборудовании ТРЦКП Национального исследовательского Томского государственного университета в стандартных условиях.

Изотопный состав свинца определялся в истертых в пудру валовых пробах базальтоидов методом многоколлекторной масс-спектрометрии с ионизацией вещества в индуктивно связанной плазме (MC-ICP-MS) и с трассированием проб таллием известного изотопного состава [Rehkämper, Halliday, 1998]. Химическая подготовка образцов заключалась в их разложении на протяжении суток в смеси неорганических кислот ($HF + HNO_3$) в PFA-виалах при температуре 110—120 °C и в применении одностадийной ионообменной хроматографии для получения препаратов Pb [Чугаев и др., 2013]. Измерение изотопно-

Таблица 2. Химические анализы базанитов и долеритов, район Копьевского поднятия, Минусинский прогиб

Компонент	Базаниты							Долериты										
	T01	T02	T03	T04	T05	T06/2	T06/3	T07	T10	K-8/2	ПК1	ПП2А	K-2	092	K-6	K-9	064	ПП6
SiO ₂ , мас. %	43.27	44.28	47.24	43.88	44.12	41.80	44.60	44.81	45.71	48.99	42.68	46.91	46.52	44.37	47.00	48.72	44.04	46.10
TiO ₂	2.91	2.83	2.38	2.62	2.61	2.44	2.68	2.41	2.65	1.93	2.66	2.55	2.58	3.26	2.61	2.42	3.45	2.55
Al ₂ O ₃	14.73	15.87	14.30	15.28	15.55	13.33	11.14	13.88	14.87	15.74	14.67	13.08	16.34	13.84	15.42	16.27	12.22	12.60
Fe ₂ O ₃	13.24	11.91	12.80	13.24	13.72	13.15	12.67	13.87	13.21	12.92	15.13	14.68	13.76	15.70	12.27	12.82	15.61	15.00
MnO	0.15	0.14	0.15	0.15	0.17	0.17	0.16	0.17	0.16	0.13	0.17	0.18	0.19	0.18	0.17	0.17	0.19	0.16
MgO	9.21	7.39	8.91	9.22	7.85	11.31	8.93	8.14	6.57	5.92	4.10	6.24	5.60	6.40	5.04	5.35	7.74	7.84
CaO	8.84	8.83	8.82	9.20	9.00	9.48	8.86	9.18	8.51	7.75	13.38	10.05	7.61	9.88	8.86	6.89	9.54	9.21
Na ₂ O	3.57	3.31	2.70	3.14	3.23	4.18	3.53	3.17	3.66	2.95	3.30	3.72	2.50	3.06	2.36	3.09	2.38	2.49
K ₂ O	1.80	2.17	1.19	1.67	1.93	1.44	1.61	1.62	2.17	0.57	0.48	0.45	0.65	0.76	0.52	0.71	0.54	0.87
P ₂ O ₅	1.03	0.85	0.76	0.97	1.06	1.10	1.09	0.98	1.05	0.73	0.31	0.28	0.35	0.41	0.35	0.30	0.35	0.41
П.п.п.	1.20	2.34	0.88	0.63	0.87	1.42	1.93	0.74	1.65	1.72	2.86	1.18	3.69	2.54	4.81	2.79	3.85	2.12
Сумма	99.95	99.92	100.13	100.00	100.11	99.82	97.20	98.97	100.21	99.35	99.74	99.32	99.79	100.40	99.41	99.53	99.91	99.35
Na ₂ O/K ₂ O	1.98	1.53	2.27	1.88	1.67	2.90	2.19	1.96	1.69	5.18	6.88	8.27	3.85	4.03	4.54	4.35	4.41	2.86
Cr, г/г	246	167	295	291	189	342	380	219	122	183	197	215	204	143	209	159	247	283
Ni	111	90	130	134	95	165	136	101	112	133	129	146	170	103	159	81	288	261
V	152	166	162	157	158	169	162	162	153	141	282	285	271	312	259	249	297	266
Co	50	47	55	55	52	55	51	53	49	44	51	51	59	50	59	42	63	63
Sc	19	21	23	20	22	23	21	22	21	19	21	20	29	32	28	31	28	15
Ga	8.4	8.6	7.5	8.6	8.7	11	8.4	8.1	13	16	21	19	15	16	15	15	14	20
Pb	4	4.1	4.1	4.8	5.4	3.6	4.1	4.2	4.1	5.6	1.6	1.9	2.2	1.8	4.2	2.4	2	2.1
Cs	0.43	0.6	0.61	0.44	0.38	0.48	0.62	0.58	0.7	1.7	0.23	0.17	2.7	0.77	0.97	1.2	0.17	0.31
Rb	20	24	16	20	23	15	15	20	26	16	5.8	6.2	14	11	12	12	9.5	13
Ba	610	586	548	648	623	574	642	604	564	556	265	213	733	779	406	330	169	265
Sr	1153	1227	924	1058	1350	1024	1191	1016	1093	1303	452	357	601	674	548	600	450	429
Nb	96	93	72	90	103	113	116	83	107	93	18	17	24	26	26	26	17	39
Ta	4.1	9.3	3.3	3.9	4.4	4.9	5	3.8	6.2	4.1	0.98	1	1.4	1.4	1.3	1.4	0.79	2.4
Zr	190	207	138	164	218	202	211	172	247	207	104	112	135	133	127	142	130	161
Hf	3.8	4.1	2.9	3.3	4.2	3.8	4.1	3.4	4.7	3.5	2.9	3	2.7	3.3	2.6	2.9	3.2	3.9
Y	21	23	22	23	26	24	23	24	25	22	19	18	23	25	22	25	23	19
Th	6.5	6.7	7.6	9.4	9.1	7.6	8.7	8.7	7.8	8	1.5	1.5	2.4	2	2.5	2.6	1.4	2.2
U	1.4	1.5	1.7	2.2	2.1	1.8	2.1	1.9	1.8	1.4	0.49	0.5	0.54	0.67	0.46	0.48	0.45	0.69
n	2	2	2	2	2	4	1	2	3	1	1	1	2	1	3	3	1	2

Примечание. Здесь и в табл. 2: 1—10 — диаплеты: Бараджувская (1), Тергешская (2), Чебалдагская (3), Красноозерская (4), Высота 465 (5), Конгаровская (6, 7), Три брата (8), Марская (9), Беле (10); 11—17 — дайки: заповедник Подзапюты (11, 12), оз. Черное (13, 14), оз. Беле (15, 16), оз. Учум (17); 18 — габбро-долерит (шток, гора Чирья). n — количество анализов.

Таблица 3.

**Концентрации редкоземельных элементов в базанитах и долеритах,
район Копьевского поднятия, Минусинский прогиб**

Компо- нент	Базаниты										Долериты							
	T01	T02	T03	T04	T05	T06/2	T06/3	T07	T10	K-8/2	ПК1	ПП2А	K-2	092	K-6	K-9	064	ПП6
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
La, г/т	53	51	53	65	78	56	63	61	59	54	13	12	21	18	20	18	13	21
Ce	89	85	83	99	122	91	103	95	98	87	27	27	39	34	36	33	28	47
Pr	10	9.9	9.1	11	14	10	12	10	11	9.5	3.6	3.6	6.6	4.7	5.9	5.6	4.2	5.7
Nd	40	39	34	41	49	41	44	39	44	38	17	16	31	23	28	27	21	25
Sm	8.8	8.6	7.3	8.4	10	8.4	9.1	8.2	9.3	7.7	4.5	4.5	6.1	6.2	5.7	5.8	6.2	5.9
Eu	2.7	2.7	2.3	2.6	3.2	2.5	2.8	2.5	2.9	2.4	1.6	1.7	2	2	1.9	1.9	2	2
Gd	6.8	6.7	6	6.8	8.2	6.7	7.3	6.8	7.5	6.1	4.6	4.7	5.1	6	4.9	3.5	5.8	5.9
Tb	0.97	0.99	0.9	0.98	1.2	0.97	1	0.99	1.1	0.91	0.73	0.74	0.88	0.93	0.84	0.89	0.89	0.86
Dy	4.2	4.5	4.2	4.5	5.2	4.4	4.6	4.5	4.9	4.2	4.2	4.4	4.2	4.6	4.1	4.5	4.3	4.8
Ho	0.76	0.84	0.83	0.84	0.95	0.85	0.85	0.9	0.93	0.81	0.82	0.8	0.86	0.95	0.85	0.96	0.89	0.85
Er	1.8	2	2.1	2.1	2.4	2.1	2.1	2.2	2.2	2	2	2.1	2.1	2.3	2.1	2.4	2.1	2
Tm	0.22	0.25	0.26	0.25	0.27	0.24	0.24	0.26	0.3	0.32	0.27	0.27	0.33	0.37	0.33	0.39	0.33	0.27
Yb	1.2	1.4	1.6	1.4	1.5	1.7	1.5	1.4	1.8	1.9	1.6	1.7	2	2.2	2	2.4	2	1.6
Lu	0.19	0.23	0.24	0.23	0.25	0.24	0.22	0.25	0.23	0.23	0.22	0.24	0.24	0.27	0.24	0.29	0.24	0.21
ΣREE	219.6	213.1	204.8	244.1	296.2	226.1	251.7	233	243.2	215.1	81.1	79.8	121.4	105.5	112.9	106.6	90.9	123.1
(La/Yb) _N	31.8	26.2	23.8	33.4	37.4	23.7	30.2	31.4	23.6	20.4	5.85	5.08	7.55	5.89	7.19	5.39	4.68	9.44
n	2	2	2	2	2	4	1	2	3	1	1	1	2	1	3	3	1	2

го состава Pb выполнено согласно методике [Чернышев и др., 2007] на масс-спектрометре Neptune Plus (Thermo Scientific) в Национальном исследовательском центре «Курчатовский институт» (г. Москва). Для оценки достоверности результатов параллельно с образцами базальтоидов проводился анализ стандарта изотопного состава Pb SRM 981 и стандарта горной породы AGV-2 (USGS, США). За период проведения опытов значения изотопных отношений Pb в стандарте SRM 981 ($n = 8$) составили $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9420 \pm 16$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4994 \pm 18$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7230 \pm 55$, а в стандарте AGV-2 ($n = 5$) — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.871 \pm 3$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.620 \pm 3$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.544 \pm 9$. Итоговая погрешность измерения изотопных отношений Pb в породах не превышала 0.03—0.04 % (2sd).

Изучение Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем пород проводилось в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (г. Апатиты) на термоионизационных масс-спектрометрах Finnigan MAT-262 и МИ 1201-Т. Концентрации химических элементов в образцах определены с помощью метода изотопного разбавления. Погрешность измерений не превышала 1 % для Rb и Sr и 0.5 % для Sm и Nd. Ошибка (2σ) для $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составила не более 0.5 и 0.2 отн. %, для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — 0.003 и 0.002 отн. % соответственно. Достоверность результатов анализа контролировалась систематическим измерением стандартных образцов изотопного состава неодаима Jndi-1 и стронция SRM-987. В серии проведенных опытов среднее значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для стандарта Jndi-1 составило 0.512139 ± 17 ($n = 5$), а $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для стандарта SRM-987 — 0.710257 ± 27 ($n = 8$).

Измеренные в породах изотопные отношения Sr, Nd, Pb были скорректированы на наличие в них радиогенной добавки ^{87}Sr , ^{143}Nd , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb и на возраст 255 млн лет для долеритов и 75 млн лет для базанитов. В расчетах применялись константы радиоактивного распада ^{87}Rb , ^{147}Sm , ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th [Steiger, Jager, 1977].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Свинец. Первичные изотопные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ варьируют соответственно от 18.63 до 19.09, от 15.54 до 15.56, от 38.40 до 39.01 в базанитах и от 18.13 до 18.72, от 15.51 до 15.55, от 37.88 до 38.07 в долеритах с частичным перекрытием диапазона значений (табл. 4). По сравнению с долеритами свинец в базанитах обогащен радиогенным Pb. На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопные составы изученных пород более соответствуют линии эволюции мантии и заметно отличаются от состава источников типа «ороген» по модели Доу—Зартмана [Zartman, Doe, 1981] (рис. 3, а). Распределение аналитических точек аппроксимируется линейным трендом ($R^2 = 0.78$), субпараллельным кривым «орогена» и «мантии». Возникновение подобного тренда возможно по двум при-

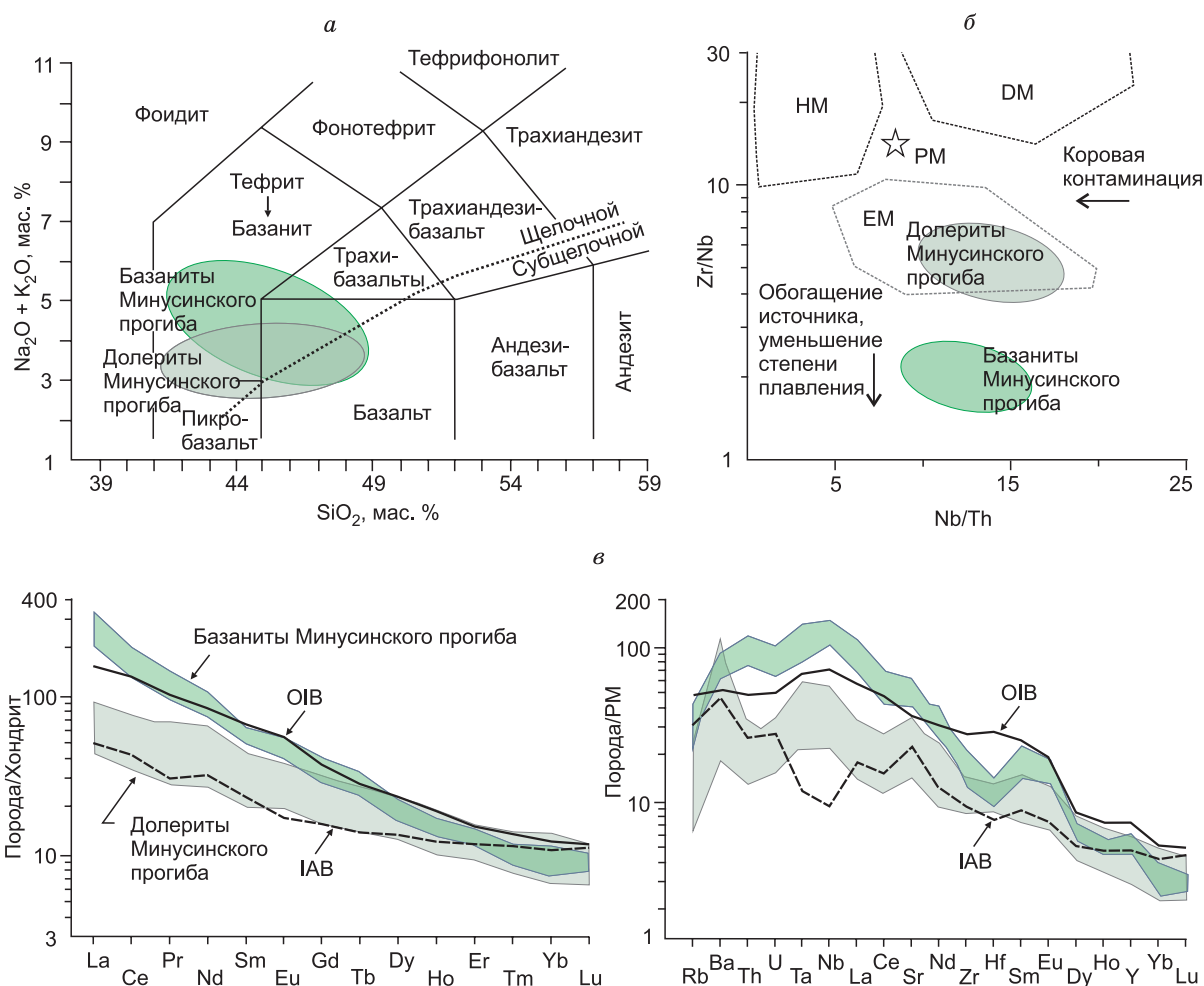


Рис. 2. Особенности химизма базанитов и долеритов Минусинского прогиба.

a — петрохимическая TAS систематика; дискриминация состава пород, по [Le Bas et al., 1986]; *б* — диаграмма Zr/Nb—Nb/Th [Condie, Shearer, 2017], показаны области магматических источников в гидратированной (HM), деплетированной (DM) и обогащенной (EM) мантии; *в* — спектры распределения REE и других редких рассеянных элементов, представлены средние составы базальтов океанических островов (OIB) [Sun, McDonough, 1989] и островных дуг (IAB) [Kelemen et al., 2003], нормализация по хондриту и примитивной мантии (PM) [Sun, McDonough, 1989].

чинам: 1) эволюция изотопного состава Pb в едином для долеритов и базанитов источнике, в котором произошло увеличение U/Pb отношения; 2) смешение свинца из двух мантийных источников с разной U-Th-Pb характеристикой в процессе магмогенерации. Согласно проведенным модельным расчетам, для достижения наблюдаемых значений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в базанитах источник расплава должен иметь аномально высокую величину отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} \sim 18$ (см. врезку на рис. 3, *a*), что не типично для мантийных резервуаров [Zartman, Doe, 1981; Kramers, Tolstikhin, 1997].

По-видимому, наблюдаемый тренд является линией смешения Pb из источников с различными U/Pb и Th/U отношениями. Об этом свидетельствует расположение составов базанитов и долеритов между эволюционными кривыми «мантия» и «ороген» на диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Подобная тенденция прослеживается для многих базальтоидов позднепалеозойских изверженных провинций Азии, в образовании которых предполагается участие вещества из разных мантийных источников (см. рис. 3, *a*). Кроме того, составы изученных пород расположены вдоль линии корреляции изотопных отношений свинца в океанических базальтах (MORB, OIB) северного полушария Земли (NHRL — Northern Hemisphere Reference Line), отражающей смешение гетерогенного Pb мантии [Hart, 1984] (см. рис. 3, *б*). Величина $\Delta 8/4 = \left[\frac{^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{образец}}}{^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{NHRL}}} - 1 \right] \times 100$, по [Hart, 1984], рассчитанная для базанитов (от 13 до 39) и долеритов (до 36), указывает на некоторое обогащение большинства изученных пород относительно эталонных (референсных) изотопных составов Pb MORB и OIB.

Таблица 4. Изотопный состав свинца в базанитах и долеритах Минусинского прогиба

Образец	Место отбора	U	Th	Pb	(²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _m	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _m	(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _m	(²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb) _i	(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb) _i
		г/г*										
Диатремы базанитов												
T01/2	Бараджульская	1.44	6.47	4.31	18.916	15.561	38.842	18.663	15.549	38.472	0.833	2.061
T02/2	Тергешская	1.50	6.60	4.17	18.905	15.552	38.788	18.632	15.539	38.398	0.834	2.061
T03/2	Чебалдагская	1.74	7.72	3.98	19.423	15.569	39.499	19.087	15.553	39.013	0.815	2.044
T04/1	Красноозерская	2.17	9.56	4.67	19.355	15.565	39.415	18.999	15.548	38.903	0.818	2.048
T05/2	Высота 465	2.09	9.26	5.17	19.224	15.574	39.230	18.915	15.559	38.784	0.823	2.050
T06/2	Конгаровская	1.62	6.93	3.58	19.169	15.560	39.148	18.824	15.543	38.667	0.826	2.054
T06/3	»	2.07	8.71	4.07	19.239	15.565	39.192	18.851	15.546	38.659	0.825	2.051
T07/2	Три брата	2.23	10.04	4.83	19.364	15.566	39.438	19.009	15.549	38.918	0.818	2.047
T09/1	Камыштинская	0.39	1.59	1.69	18.956	15.558	38.716	18.782	15.550	38.484	0.828	2.049
T10/1	Марская	1.90	8.32	4.57	19.147	15.568	39.143	18.830	15.553	38.691	0.826	2.055
K-8/2	Беле	1.38	7.98	5.64	18.999	15.569	38.910	18.813	15.560	38.560	0.827	2.050
Дайки и штоки долеритов												
ПК1	Заповедник Подзаплоты	0.59	1.68	1.89	18.945	15.548	38.622	18.133	15.506	37.875	0.855	2.089
ПП2А	»	0.50	1.48	1.91	18.874	15.558	38.633	18.193	15.523	37.982	0.853	2.088
K-2/2	Оз. Черное	0.53	2.39	2.13	19.192	15.554	38.878	18.539	15.520	37.929	0.837	2.046
K-6/5	Оз. Беле	0.48	2.46	2.29	19.267	15.560	38.871	18.717	15.532	37.961	0.830	2.028
K-9/1	»	0.49	2.97	2.61	19.161	15.570	39.033	18.668	15.545	38.068	0.833	2.039
064	Оз. Учум	0.45	1.44	1.98	18.813	15.552	38.553	18.222	15.522	37.943	0.852	2.082
ПП6	Гора Чирья	0.67	2.14	2.05	19.020	15.549	38.833	18.166	15.505	37.953	0.854	2.089

Примечание. Изотопные отношения: *m* — измеренное, *i* — первичное (рассчитано на возраст 75 млн лет для базанитов и 255 млн лет для долеритов).

*Данные ICP-MS.

Таблица 5. Изотопный состав неодаима, стронция и кислорода в базанитах и долеритах Минусинского прогиба

Образец	Место отбора	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _T	ε _{Nd} (<i>T</i>)	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _T	δ ¹⁸ O, ‰*
		г/г						г/г							
Диатремы базанитов															
T01/2	Бараджульская	8.35	42.9	0.11765	0.512683	15	0.512623	1.66	13	1712	0.0222	0.70266	32	0.70264	6.4
T02/2	Тергешская	7.99	41.6	0.11596	0.512918	21	0.512859	6.26	27	1481	0.0530	0.70386	25	0.70381	6.6
T03/2	Чебалдагская	7.17	38.5	0.11254	0.512899	11	0.512842	5.93	17.4	1449	0.0348	0.70527	37	0.70523	6.9
T04/1	Красноозерская	8.19	45.5	0.10872	0.512897	10	0.512842	5.93	61.9	1443	0.1244	0.70369	43	0.70356	6.8
T05/2	Высота 465	9.81	55.4	0.10693	0.512927	18	0.512872	6.52	21.9	1259	0.0445	0.70543	36	0.70538	5.9
T06/3	Конгаровская	8.85	48.1	0.11127	0.512643	37	0.512586	0.94	13.9	1302	0.0311	0.70386	38	0.70383	5.5
T07/2	Три брата	9.27	51.8	0.10825	0.513010	17	0.512955	8.14	22.5	1245	0.0525	0.70450	28	0.70444	5.9
T09/1	Камыштинская	6.29	23.9	0.15923	0.512996	18	0.512915	7.36	9.94	573	0.0502	0.70385	27	0.70380	6.9
T10/1	Марская	9.02	48.3	0.11276	0.512865	26	0.512807	5.25	20.5	1022	0.0581	0.70357	38	0.70351	5.4
0204	»	7.58	39.7	0.11539	0.513062	25	0.513003	9.07	19	1001	0.0551	0.70390	29	0.70384	5.8
K8/2	Беле	7.21	38.5	0.11295	0.512870	15	0.512812	5.35	20	1457	0.0399	0.70261	27	0.70257	7.1
Дайки и штоки долеритов															
PK1	Заповедник Подзаплоты	4.98	19.3	0.15618	0.512919	21	0.512653	6.83	9.52	588	0.0470	0.70475	27	0.70458	−0.7
PP2A	»	5.03	18.8	0.16122	0.512960	11	0.512686	7.48	8.31	392	0.0614	0.70565	49	0.70543	7.6
K2/2	Оз. Черное	6.13	25.8	0.14383	0.512926	17	0.512681	7.38	12.5	554	0.0653	0.70574	43	0.70550	3.1
092	»	6.07	23.8	0.15407	0.512999	15	0.512737	8.47	9.75	623	0.0455	0.70625	26	0.70609	2.9
K9/1	Оз. Беле	5.55	22.4	0.14996	0.512948	32	0.512693	7.91	17.6	611	0.0829	0.70388	39	0.70358	7.2
K6/5	»	5.81	24.5	0.14314	0.512887	32	0.512643	6.64	14.9	572	0.0754	0.70332	36	0.70305	4.0
064	Оз. Учум	6.08	22.5	0.16309	0.512954	18	0.512676	7.28	9.50	461	0,0596	0.70400	22	0.70378	6.5
PP6	Гора Чирья	6.54	27.8	0.14199	0.512921	10	0.512679	7.34	17.8	371	0.1390	0.70406	21	0.70356	6.5

Примечание. DM modern: ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2137, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.51315 [Faure, 1986].

*Данные [Врублевский и др., 20226].

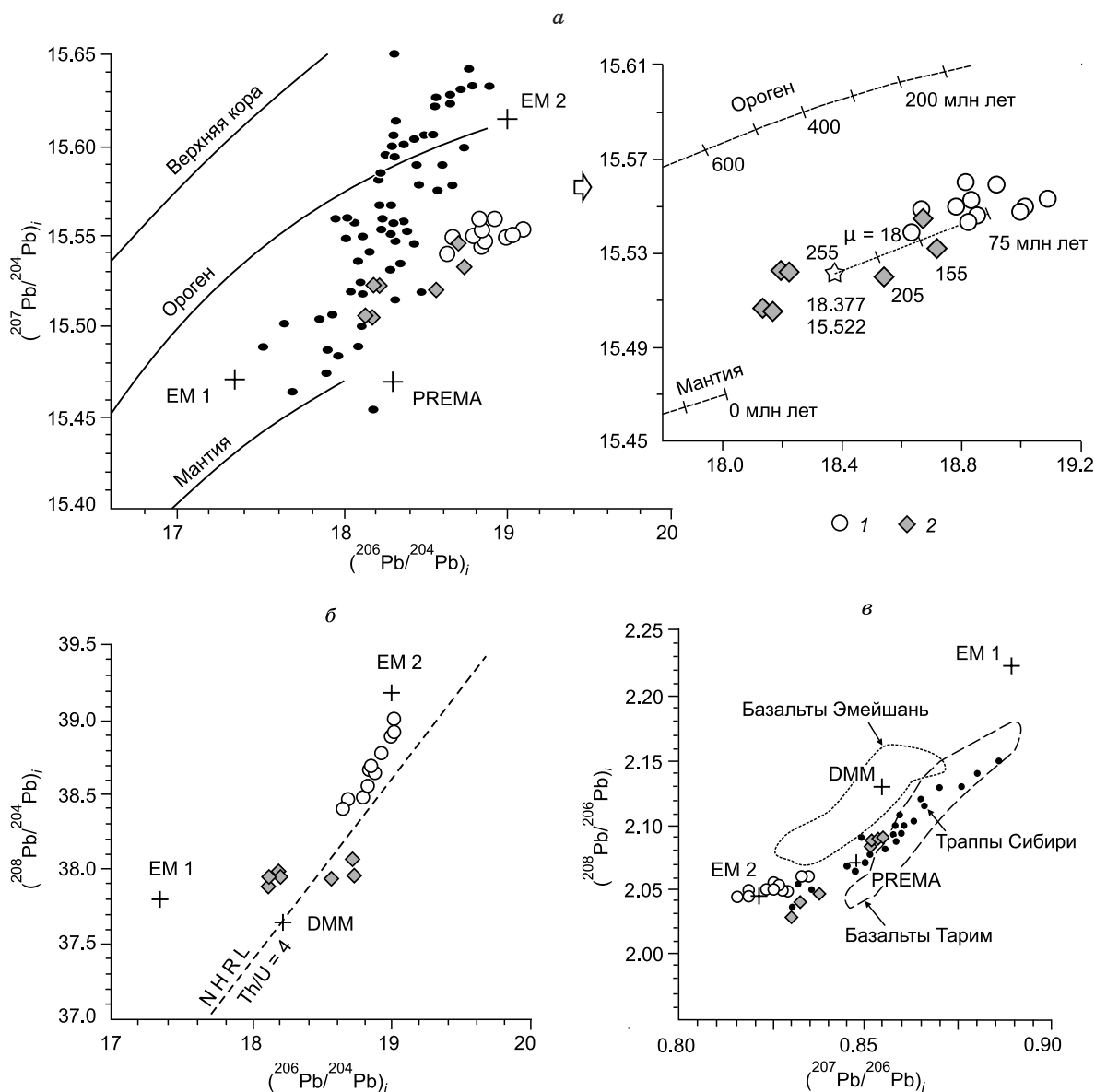


Рис. 3. Изотопный состав свинца в базанитах (1) и долеритах (2) Минусинского прогиба.

а — диаграмма $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ — $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$. На врезке показан фрагмент более крупного масштаба (пояснение см. в тексте). Линии изотопной эволюции свинца для различных земных (верхняя кора, ороген, мантия) резервуаров, по [Zartman, Haines, 1988]. Черными точками обозначены преобладающие составы базальтоидов Эмейшаньской и Таримской изверженных провинций [Xu et al., 2007; Zhang et al., 2010], траппов Сибирского кратона [Sharma et al., 1992]. *б* — диаграмма $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ — $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$. NHRL — линия изотопного состава Pb океанических базальтов (MORB, OIB) северного полушария Земли, по [Hart, 1984]. *в* — диаграмма $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_i$ — $(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_i$. Поля составов базальтов Эмейшаньской и Таримской изверженных провинций [Xu et al., 2007; Zhang et al., 2010; Wei et al., 2014] оконтурены пунктирной и штриховой линиями соответственно. Черные точки — изотопные составы Pb траппов Сибирской платформы. PREMA — преобладающая мантия, DMM (деплементированная MORB мантия), EM 1 и EM 2 — обогащенная мантия первого и второго типа, по [Zindler, Hart, 1986; Hart et al., 1992; Stracke et al., 2005].

Неодим и стронций. Nd-Sr изотопные данные, полученные по валовым пробам пород, приведены в табл. 5. Для базанитов отмечаются широкие вариации отношений $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T$ в интервале 0.512586—0.513003. Наряду с преобладающими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от ~ 5.3 —6.5 до 8.0—9.0, наблюдаются отклонения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ до ~ 0.9 —1.7 (рис. 4). Долериты имеют более однородный первичный изотопный состав Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512643$ —0.512737; $\epsilon_{\text{Nd}} \sim 6.6$ —8.5).

Изученные базальтоиды характеризуются сходным изотопным составом Sr. Значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ варьируют от 0.7026 до 0.7054 в базанитах и от 0.7031 до 0.7061 в долеритах. По сравнению с большинством составов ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T \approx 0.703$ —0.704) в некоторых образцах пород наблюдается обогащение радио-

генным ^{87}Sr (см. рис. 4), возможное при взаимодействии мафитовых магм с верхнекоровыми терригенно-карбонатными отложениями [Покровский и др., 1998; Vrublevskii et al., 2020; Врублевский, Гертнер, 2021].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Мантийные источники долеритовых и базанитовых расплавов. Многочисленные исследования показывают, что внутриплитный мафитовый магматизм связан с активностью сублитосферных плюмов и/или с плавлением материала литосферной мантии [Ernst, 2014; и др.]. В зависимости от масштабов и условий его проявления, генерация и эволюция первичных магм могут сопровождаться взаимодействием деплетированных и обогащенных мантийных субстратов с материалом континентальной коры.

Долеритовые интрузии Минусинского прогиба по возрасту формирования сопоставимы с траппами Сибирского кратона, которые считаются производными одноименного плюма. Однако по сравнению с субсинхронными базальтовыми комплексами Сибирской платформы ($\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от ~ -3 до $+5$ [Sharma et al., 1992; Wooden et al., 1993; Callegaro et al., 2021; Берзин и др., 2022]) образование изученных долеритов происходило при участии вещества, подобного PREMA ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) \sim 6.6\text{—}7.5$) и более деплетированной мантии ($\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ до $\sim 7.9\text{—}8.5$) (см. рис. 4). Сходным изотопным составом Nd обладают кембрийские щелочно-мафитовые плутоны Кузнецкого Алатау ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) \sim 5\text{—}9$) [Врублевский, Гертнер, 2021] и девонские базальты Минусинского прогиба ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) \sim 4\text{—}6$) [Воронцов и др., 2013], сформировавшиеся при взаимодействии PREMA компонента Северо-Азиатского плюма с фрагментами мантии типа E-MORB или EM. По-видимому, в составе базанитов ($\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от $\sim 5.3\text{—}6.5$ до $\sim 7.4\text{—}9.1$; $\text{Sm}/\text{Nd} \sim 0.18\text{—}0.19$) деплетированное мантийное вещество также присутствует, но поступало в магму с большей глубины по сравнению с долеритами ($\text{Sm}/\text{Nd} \sim 0.24\text{—}0.27$). Для пород из диатрем с многочисленными коровыми ксенолитами характерны отклонения величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ до $\sim 0.9\text{—}1.7$.

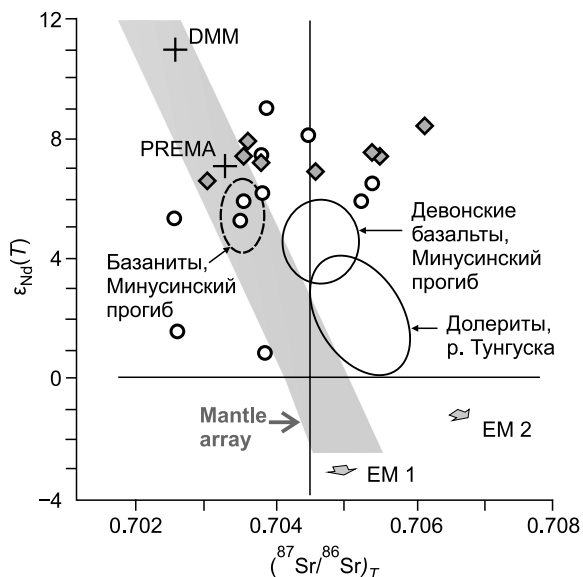
Pb изотопные характеристики базальтоидов подтверждают основной вклад мантийного вещества в генезисе их материнских расплавов и свидетельствуют о незначительной коровой контаминации магмы. Вместе с тем, по нашей модельной оценке, генерация долеритовых и базанитовых расплавов не могла происходить из одного мантийного источника (см. врезку на рис. 3, а). В этом случае для длительной (~ 180 млн лет) эволюции Pb потребуется допустить очень высокое значение $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ($\mu \approx 18$) в протолите, необычное для мантийных систем. Нами предполагается, что широкие вариации значений $\text{Th}/\text{U} \approx 3\text{—}6$ в породах также вызваны смешением гетерогенного вещества.

Первичные изотопные отношения $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в долеритах Минусинского прогиба, как и в некоторых базальтах изверженных провинций Азии позднего палеозоя—раннего мезозоя (Эмейшань, Таримская, траппы Сибири), указывают на деплетированный магматический источник, сходный с PREMA компонентом сублитосферного плюма (см. рис. 3, в). Вместе с тем распределение составов свинца на Pb—Pb диаграмме свидетельствует о частичном взаимодействии его вещества с материалом обогащенной мантии.

В большинстве диатрем базаниты имеют «метки» изотопного состава Nd и Sr, характерного для PREMA. Однако по сравнению с долеритами эти породы обогащены радиогенным изотопом ^{206}Pb , что свойственно базальтовым производным мантии типа EM 2 (см. рис. 3, в). Об участии подобного вещества в петрогенезисе могут свидетельствовать повышенные концентрации HFS элементов в базанитах, которые не согласуются с высоким содержанием в них MgO и малой степенью плавления мантийного перидотита [Врублевский и др., 2022a]. Возможно, генерация щелочно-мафитовой магмы происходила при декомпрессионном плавлении субконтинентальной литосферной мантии (тип SCLM), предварительно модифицированной под влиянием Северо-Азиатского

Рис. 4. Изотопный состав неодима и стронция в базальтоидах Минусинского прогиба.

Усл. обозн. см. на рис. 3. Оконтуры составы базанитов [Литасов и др., 2001] и девонских базальтов [Воронцов и др., 2013] Минусинского прогиба, долеритов бассейна р. Тунгуска, по [Callegaro et al., 2021]. Мантийные компоненты PREMA, DMM, EM 1 и EM 2 и область Mantle array показаны по [Zindler, Hart, 1986; Hart et al., 1992; Stracke et al., 2005].



или Сибирского плюмов палеозоя—раннего мезозоя. Наряду с их компонентами, в расплав поступало вещество амфиболовых или флогопитовых жил, нередко образующихся в результате метасоматической переработки субстрата SCLM [Hunt et al., 2012; Jung et al., 2012]. Согласно представлениям [Pilet et al., 2004, 2008], частичное (~3—5 %) плавление гранатового перидотита в присутствии амфибола приводит к возрастанию отношения Nb/Th в образующейся базальтовой магме. Вариации состава изученных базанитов (Nb/Th ~ 10—15) соответствуют аналогичным модельным условиям. По-видимому, в связи с небольшим содержанием Pb в мантийном материале воздействие даже малого объема такого вещества приводило к изменению изотопного состава свинца с обогащением радиогенными изотопами ^{206}Pb и ^{207}Pb . Из-за существенно более высоких концентраций Nd и Sr в мантийном источнике их изотопные отношения в базальтоидах менее чувствительны к такой контаминации и сохранили исходные параметры деплетированной мантии.

Коровая контаминация базальтоидов. Согласно изотопно-геохимическим исследованиям [Покровский и др., 1998; Врублевский и др., 2012, 2018; Doroshkevich et al., 2012; Воронцов и др., 2013; Крупчатников и др., 2018; Vrublevskii et al., 2019, 2020; Врублевский, Гертнер, 2021], субщелочные и щелочные мафитовые магматические комплексы ЦАСП нередко контаминированы верхнекоровым веществом. Предположительно, его взаимодействие с мантийными расплавами вызывало повышение значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до ~ 0.705—0.707 и $\delta^{18}\text{O}$ до ~ 8—15 ‰ в некоторых образцах пород и минералов.

Изученные базальтоиды характеризуются неоднородным изотопным составом кислорода [Врублевский и др., 2022б]. В базанитах отношение $\delta^{18}\text{O}$ варьирует в интервалах 5.4—5.9 и 6.4—7.1 ‰ (см. табл. 5). Очевидно, что только часть значений сопоставима со стандартным средним 5.7 ± 0.2 ‰ мантийных производных [Harmon, Hoefs, 1995]. Увеличение $\delta^{18}\text{O} \geq 6$ ‰ может свидетельствовать о контаминации расплава материалом верхней коры, но при условии одновременного обогащения радиогенным ^{87}Sr . Такой отчетливой корреляции в базанитах не наблюдается (см. табл. 5), что позволяет предположить очень незначительное взаимодействие мантийной магмы с веществом континентальной коры. Особенности изотопного состава Pb щелочных пород также не исключают некоторого участия корового субстрата в петрогенезисе.

Долериты обладают более «тяжелым» изотопным составом кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ от 6.5 до 7.6 ‰) по сравнению с неконтаминированными магматическими породами мантийного происхождения. Кроме того, в дайках встречаются участки с пониженными значениями $\delta^{18}\text{O}$ от -0.7 до +4 ‰. Обычно это связывается с воздействием нагретых метеорных вод с $\delta^{18}\text{O} \leq 0$ [Покровский, 2000]. Возможно, эпизодическое поступление в расплав верхнекорового материала вызывало повышение значений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ до ~ 0.7055—0.7061 в некоторых дайковых телах, однако, как и в базанитах, изменчивость изотопного состава стронция и кислорода в долеритах незакономерна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изотопные Sr-Nd-Pb характеристики и величина $\delta^{18}\text{O}$ разновозрастных базальтоидов Минусинского прогиба свидетельствуют, что в процессах магмогенерации принимали участие гетерогенные мантийные источники, а влияние коровой контаминации на первичные расплавы было минимальным. В долеритовых интрузиях доминирующим компонентом являлось умеренно деплетированное мантийное вещество, сходное по изотопному составу с материалом PREMA сублитосферных плюмов. При образовании базанитовой магмы могло происходить смешение вещества PREMA и мантии SCLM типа, частично модифицированной подобным плюмом (например, Северо-Азиатским или Сибирским). Вовлечение в расплав радиогенного Pb из метасоматизированного субстрата SCLM впоследствии привело к изменению изотопных отношений свинца в породах до параметров, характерных для мафитовых производных обогащенной мантии EM 2.

Авторы признательны сотрудникам Национального исследовательского Томского государственного университета, Геологического института Кольского научного центра РАН и Национального исследовательского центра «Курчатовский институт» за участие в аналитических работах. С благодарностью восприняты рекомендации рецензентов А.В. Никифорова (ИГЕМ РАН) и В.М. Саватенкова (ИГГД РАН).

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-27-00362. В работе использовалось оборудование ТРЦКП Томского государственного университета при поддержке гранта Минобрнауки РФ 075-15-2021-693 № 13. ЦКП.21.0012.

ЛИТЕРАТУРА

Берзин С.В., Иванов К.С., Панкрушина Е.А., Солошенко Н.Г. Пермско-триасовые трапповые вулканы в доюрском фундаменте арктической части Западно-Сибирской платформы // Литосфера, 2022, т. 22, № 5, с. 624—643, doi: 10.24930/1681-9004-2022-22-5-624-643.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрущенко С.В. Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические и изотопные Sr-Nd характеристики пород // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (9), с. 1283—1313.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф. Палеозойские щелочно-мафитовые интрузии Кузнецкого Алатау, их источники и условия образования расплавов // Петрология, 2021, т. 29, № 1, с. 31—63, doi: 10.31857/S0869590321010088.

Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Щелочные породы и карбонаты Горного Алтая (комплекс эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (8), с. 945—963.

Врублевский В.В., Котельников А.Д., Изох А.Э. Возраст, петрологические и геохимические условия формирования когтахского габбро-монцититового комплекса Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (7), с. 900—930, doi: 10.15372/GiG20180702.

Врублевский В.В., Котельников А.Д., Тишин П.А., Изох А.Э., Казенова Ф., Кремер И.О. Геохимические признаки разноглубинной генерации магм пермско-триасовых долеритов и позднемеловых базанитов Минусинского палеорифта, Сибирь // ДАН, 2022а, т. 506, № 2, с. 158—162, doi: 10.31857/S2686739722600734.

Врублевский В.В., Котельников А.Д., Казенова Ф., Кремер И.О., Тишин П.А. Природа изотопно-кислородной неоднородности в щелочных и субщелочных базальтах Северо-Минусинской впадины, Южная Сибирь // Геосферные исследования, 2022б, № 4, с. 36—47, doi: 10.17223/25421379/25/2.

Головин А.В., Шарыгин В.В. Петрогенетическая информативность флюидных и расплавных включений в минералах глубинных ксенолитов из базанитов трубки Беле (Северо-Минусинская впадина) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (10), с. 1043—1060.

Крупчатников В.И., Врублевский В.В., Крук Н.Н. Геохимия, изотопный (Sr, Nd, O) состав и петрогенезис раннедевонских вулканитов юго-восточной части Горного Алтая (аксайский комплекс) // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (8), с. 1129—1151, doi: 10.15372/GiG20180801.

Литасов Ю.Д., Мальковец В.Г., Литасов К.Д., Агашев А.М., Орихаши Ю. Петрогенезис базанитов из трубок взрыва Северо-Минусинской впадины // Материалы Всероссийской научной конференции «Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков». Иркутск, ИЗК СО РАН, 2001, с. 343—345.

Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М., Наука, 2000, 228 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 535).

Покровский Б.Г., Андреева Е.Д., Врублевский В.В., Гринев О.М. Природа контаминации щелочно-габброидных интрузий южного обрамления Сибирской платформы по данным изотопии стронция и кислорода // Петрология, 1998, т. 6, № 3, с. 259—273.

Соболев Н.В., Кеpezинскas В.В., Овчинников Ю.И., Похиленко Н.П. Мантийные ксенолиты мезокайнозойских вулканических трубок Хакассии // Путеводитель Международного симпозиума «Состав и процессы глубинных зон континентальной литосферы». Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1988, 76 с.

Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. Высокоточный изотопный анализ Pb методом многоколлекторной ICP-масс-спектрометрии с нормированием по $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$: оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Pb // Геохимия, 2007, № 11, с. 1155—1168.

Чугаев А.В., Чернышев И.В., Лебедев В.А., Еремина А.В. Изотопный состав свинца и происхождение четвертичных лав вулкана Эльбрус (Большой Кавказ, Россия): данные высокоточного метода MC-ICP-MS // Петрология, 2013, т. 21, № 1, с. 20—33, doi: 10.7868/S0869590313010056.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Кудряшова Е.А., Кузнецов М.В. Поздне-мезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область: строение, магматические ассоциации, источники магматизма // Петрология, 2020, т. 28, № 6, с. 563—590, doi: 10.31857/S0869590320060059.

Callegaro S., Svensen H.H., Neumann E.R., Polozov A.G., Jerram D.A., Deegan F.M., Planke S., Shiganova O.V., Ivanova N.A., Melnikov N.V. Geochemistry of deep Tunguska Basin sills, Siberian Traps: correlations and potential implications for the end-Permian environmental crisis // Contrib. Mineral. Petrol., 2021, v. 176, Article 49, doi: 10.1007/s00410-021-01807-3.

Condie K.C., Shearer C.K. Tracking the evolution of mantle sources with incompatible element ratios in stagnant-lid and plate-tectonic planets // Geochim. Cosmochim. Acta, 2017, v. 213, p. 47—62, doi: 10.1016/j.gca.2017.06.034.

Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data // Lithos, 2012, v. 152, p. 157—172, doi: 10.1016/j.lithos.2012.05.002.

Ernst R.E. Large igneous provinces. Cambridge, Cambridge University Press, 2014, 630 p.

- Faure G.** Principles of Isotope Geology. New York, John Wiley & Sons, 1986, 608 p.
- Harmon R.S., Hoefs J.** Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global ^{18}O systematics of basalts from different geotectonic settings // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1995, v. 120, p. 95—114, doi: 10.1007/BF00311010.
- Hart S.** A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // *Nature*, 1984, v. 309, p. 753—757.
- Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A.** Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // *Science*, 1992, v. 256, p. 517—520.
- Hunt A.C., Parkinson I.J., Harris N.B.W., Barry T.L., Rogers N.W., Yondon M.** Cenozoic volcanism on the Hangai Dome, Central Mongolia: geochemical evidence for changing melt sources and implications for mechanisms of melting // *J. Petrol.*, 2012, v. 53 (9), p. 1913—1942, doi: 10.1093/petrology/egs038.
- Jung S., Vieten K., Romer R.L., Mezger K., Hoernes S., Satir M.** Petrogenesis of Tertiary alkaline magmas in the Siebengebirge, Germany // *J. Petrol.*, 2012, v. 53 (11), p. 2381—2409, doi: 10.1093/petrology/egs047.
- Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.** One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // *Treatise on geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford, Elsevier, 2003, v. 3, p. 593—659, doi: 10.1016/B0-08-043751-6/03035-8.
- Kramers J.D., Tolstikhin I.N.** Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust // *Chem. Geol.*, 1997, v. 139 (1—4), p. 75—110, doi: 10.1016/S0009-2541(97)00027-2.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.** A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica Diagram // *J. Petrol.*, 1986, v. 27 (3), p. 745—750, doi: 10.1093/petrology/27.3.745.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A., Doherty W.** Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1993, v. 114, p. 171—188.
- Malkovets V.G., Litasov Yu.D., Travin A.V., Litasov K.D., Taylor L.A.** Volcanic pipes as clues to upper mantle petrogenesis: Mesozoic Ar-Ar dating of the Minusinsk basalts, South Siberia // *Int. Geol. Rev.*, 2003, v. 45, p. 133—142, <https://doi.org/10.2747/0020-6814.45.2.133>.
- Nosova A.A., Kargin A.V., Sazonova L.V., Dubinina E.O., Chugaev A.V., Lebedeva N.M., Yudin D.S., Larionova Y.O., Abersteiner A., Gareev B.I., Batalin G.A.** Sr-Nd-Pb isotopic systematic and geochronology of ultramafic alkaline magmatism of the southwestern margin of the Siberian Craton: Metasomatism of the sub-continental lithospheric mantle related to subduction and plume events // *Lithos*, 2020, v. 364—365, 105509, doi: 10.1016/j.lithos.2020.105509.
- Pilet S., Hernandez J., Bussy F., Sylvester P.J.** Short-term metasomatic control of Nb/Th ratios in the mantle sources of intraplate basalts // *Geology*, 2004, v. 32 (2), p. 113—116, doi: 10.1130/G19953.1.
- Pilet S., Baker M.B., Stolper E.M.** Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas // *Science*, 2008, v. 320, p. 916—919, doi: 10.1126/science.115656.
- Rehkämper M., Halliday A.N.** Accuracy and long-term reproducibility of lead isotopic measurements by multiple-collector inductively coupled plasma mass spectrometry using an external method for correction of mass discrimination // *Int. J. Mass Spectrom.*, 1998, v. 181, p. 123—133, doi: 10.1016/S1387-3806(98)14170-2.
- Sharma M., Basu A.R., Nesterenko G.V.** Temporal Sr-, Nd- and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume-source characteristics // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, v. 113, p. 365—381.
- Steiger R.H., Jäger E.** Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36 (3), p. 359—362.
- Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R.** FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2005, v. 6, Q05007, doi: 10.1029/2004GC000824.
- 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. London, Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345, doi: 10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19.
- Trumbull R.B., Böhn B., Romer R.L., Volker F.** The petrology of basanite-tephrite intrusions in the Erongo complex and implications for a plume origin of Cretaceous alkaline complexes in Namibia // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, p. 93—111, doi: 10.1093/petrology/44.1.93.
- Vorontsov A., Yarmolyuk V., Dril S., Ernst R., Perfilova O., Grinev O., Komaritsyna T.** Magmatism of the Devonian Altai-Sayan rift system: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // *Gondwana Res.*, 2021, v. 89, p. 193—219, doi: 10.1016/j.gr.2020.09.007.

Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Ernst R.E., Izokh A.E., Vishnevskii A.V. The Overmarat-Gol alkaline pluton in Northern Mongolia: U-Pb age and preliminary implications for magma sources and tectonic setting // *Minerals*, 2019, v. 9 (3), 170, doi: 10.3390/min9030170.

Vrublevskii V.V., Nikiforov A.V., Sugorakova A.M., Kozulina T.V. Petrogenesis and tectonic setting of the Cambrian Kharly alkaline-carbonatite complex (Sangilen Plateau, Southern Siberia): Implications for the Early Paleozoic evolution of magmatism in the western Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.*, 2020, v. 188, 104163, doi: 10.1016/j.jseaes.2019.104163.

Vrublevskii V.V., Kazenova F., Korneva A.P., Kotel'nikov A.D., Kremer I.O., Tishin P.A. Origin of clinopyroxene megacrysts from basanite pipes in the Minusa trough, Southern Siberia // International Joint Conference: IDC 8-LIPs 8-Rodinia 2023. Abstract volume. Marrakesh, Morocco, Cadi Ayyad University, 2023, p. 145—146.

Wei X., Xu Y.-G., Feng Y.-X., Zhao J.-X. Plume-lithosphere interaction in the generation of the Tarim large igneous province, NW China: Geochronological and geochemical constraints // *Am. J. Sci.*, 2014, v. 314, p. 314—356, doi: 10.2475/01.2014.09.

Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., King Bi-S.W., Knight R.J., Siems D.F. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1993, v. 57, p. 3677—3704.

Xu J.-F., Suzuki K., Xu Y.-G., Mei H.-J., Li J. Os, Pb, and Nd isotope geochemistry of the Permian Emeishan continental flood basalts: Insights into the source of a large igneous province // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2007, v. 71, p. 2104—2119, doi: 10.1016/j.gca.2007.01.027.

Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics — the model // *Tectonophysics*, 1981, v. 75, p. 135—162.

Zartman R.E., Haines S.M. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs—A case for bidirectional transport // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1988, v. 52, p. 1327—1339.

Zhang Y., Liu J., Guo Z. Permian basaltic rocks in the Tarim basin, NW China: implications for plume-lithosphere interaction // *Gondwana Res.*, 2010, v. 18, p. 596—610, doi: 10.1016/j.gr.2010.03.006.

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 493—571, doi: 10.1146/annurev.ea.14.050186.002425.