

ВОЗРАСТ, МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГАББРОИДОВ ДЖИГДИНСКОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)

А.А. Родионов¹, И.В. Бучко¹, Н.М. Кудряшов²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Релочный пер. 1, г. Благовещенск, 675000;
e-mail: scream_amsu@mail.ru

²Геологический институт Кольского научного центра РАН, ул. Ферсмана 14, г. Апатиты, 184200,
e-mail: nik@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 13 января 2017 г.

Проведены комплексные минералого-геохимические и геохронологические исследования габброидов Джигдинского массива, находящегося в западной части Джугджуро-Станового супертеррейна. Установлено, что породы Джигдинского массива имеют не раннеархейский, как предполагалось ранее, а среднетриасовый (244 ± 5 млн лет) возраст. При этом возраст Джигдинского массива близок времени формирования других триасовых габброидных массивов (Амунактинского (~ 240 млн лет), Лукиндинского (~ 250 млн лет), Лучинского (~ 248 млн лет)) юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. На этот же период приходится также один из этапов формирования Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса. Это указывает на то, что в строении Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса наряду с гранитоидами и вулканитами участвуют также ультрабазит-базитовые и базитовые массивы и что этот пояс наложен не только на структуры Селенгино-Станового супертеррейна, но и на западную часть Джугджуро-Станового супертеррейна. Габбро, габбродиориты, а также серия габбро и габбродиоритов с повышенной натриевой щелочностью Джигдинского массива обладают очевидными чертами геохимической двойственности, заключающейся в сочетании признаков как внутриплитного, так и надсубдукционного происхождения. В этой связи можно предположить, что становление габброидов Джигдинского массива связано с отрывом и погружением в мантию субдуцируемой океанической литосферы с образованием «астеносферного окна».

Ключевые слова: габброиды, субдукция, геохимическая двойственность, возраст, Джигдинский массив, Джугджуро-Становой супертеррейн, Дальний Восток России.

Юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона характеризуется широким проявлением разновозрастного ультрамафит-мафитового магматизма. Результаты геохронологических исследований последних лет показали, что многие массивы ультраосновного-основного составов этой структуры, ранее относимые к докембрию, имеют палеозойский и мезозойский возраст. Так, пермско-триасовые оценки возраста получены для дунит-троктолит-габбрового Лукиндинского массива (~ 250 млн лет [11]), дунит-троктолит-габбрового Лучинского массива (248 ± 1 млн лет [4, 6]); среднетриасовая – для монцогаббро-монцодиоритового Амунактинского массива (240 ± 1 млн лет [12]); поздне триасово-раннеюрские – для габбрового Ульдегитского (228 ± 1 млн лет [9]) и пи-

роксенит-габбро-норитового Чек-Чиканского (203 ± 1 млн лет [8]) массивов; позднеюрские – для перидотит-габбро-монцодиоритового Петропавловского (159 ± 1 млн лет [5]), верлит-габбрового Ильдеусского (155 ± 4 млн лет [10]), перидотит-вебстерит-габбрового Веселкинского (154 ± 1 млн лет [3]) массивов. Наиболее молодой раннемеловой этап ультрамафит-мафитового магматизма фиксируется становлением габброидов Верхнеларбинского (134 ± 4 млн лет [7]) массива. Эти результаты позволили существенным образом пересмотреть традиционные представления об этапах проявления ультрамафит-мафитового магматизма юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона и уточнить историю формирования этой структуры.

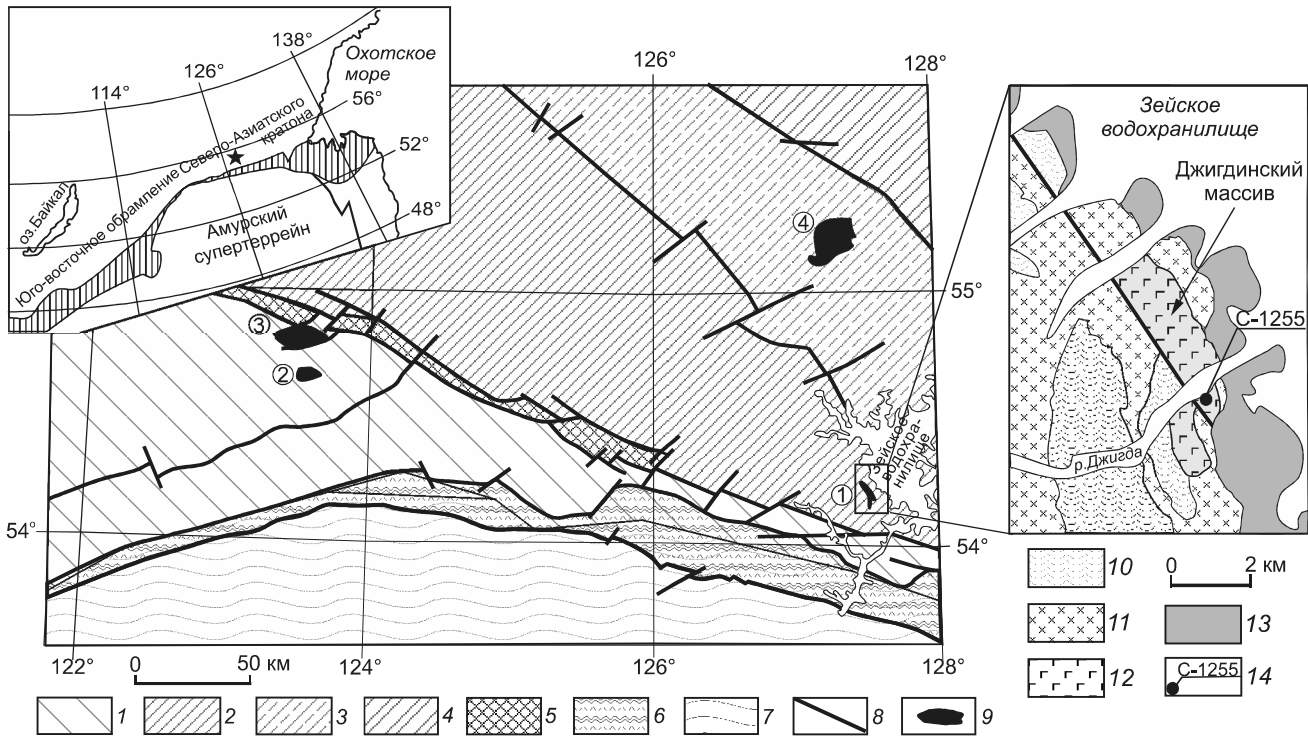


Рис. 1. Схема тектонического районирования юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Составлена по [19] с упрощениями авторов.

1 – Селенгино-Становой супертеррейн; 2–4 – террейны Джугджуро-Станового супертеррейна: 2 – Иликанский, 3 – Брянтинский, 4 – Купуринский; 5 – Желтулакская шовная зона; 6 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 7 – Амурский супертеррейн; 8 – разломы; 9 – пермско-триасовые ультрамафит-мафитовые интрузии. Цифрами в кружках указаны массивы, упоминаемые в тексте: 1 – Джигдинский, 2 – Амунактинский, 3 – Лукиндинский, 4 – Лучинский. На врезке звездочкой показано положение Джигдинского массива.

На выноске (по [1] с упрощениями авторов): 10 – метаморфические породы иликанской серии; 11 – гнейсовидные гранитоиды древнестанового комплекса; 12 – породы Джигдинского массива; 13 – кайнозойские рыхлые отложения; 14 – место отбора образца для геохронологических исследований и его номер (координаты: N = 54°12'52.3", E = 127°37'37.0").

Из приведенных выше материалов следует, что один из наиболее мощных этапов ультрабазит-базитового магматизма юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона приходится на рубеж перми и триаса. От понимания генетических особенностей формирования этого магматизма зависит разработка корректной геодинамической модели формирования этой крупнейшей геологической структуры. В этой связи нами были проведены комплексные минералого-геохимические и геохронологические исследования габброидов Джигдинского массива (рис. 1), являющегося типичным представителем массивов этой возрастной группы.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Петрографические особенности пород исследовались методами оптической и электронной микроскопии. Оптическое изучение проведено с помощью микроскопа ZEISS AXIOScore F1. Определение состава породообразующих минералов выполнено в Аналитическом центре минералого-геохимических

исследований ИГиП ДВО РАН (г. Благовещенск, аналитик В.И. Рождествина). Работы проводились с использованием растрового электронного микроскопа JSM 6390LV JEOL (Япония), оснащенного системой микроанализа Oxford INCA Energy 350 – Wave (Англия) с дисперсией по энергии и длине волны.

Определение содержаний главных элементов и Zr в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S и методом ICP-MS (Li, Ga, Rb, Sr, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb, Ta, Th, U, Pb, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn) в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск) на масс-спектрометре Elan 6100 DRC. Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа осуществлялась путем их сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при T = 1050–1100 °C. Вскрытие образцов для определения содержаний малых элементов методом ICP-MS проводилось путем кислотного

разложения. Для калибровки чувствительности масс-спектрометра по всей шкале масс были использованы стандартные растворы, включающие все анализируемые элементы. Относительная погрешность определения содержаний главных и малых элементов составила 3–10 %.

Геохронологические исследования (U-Pb метод по циркону) выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Выделение акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием магнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Микрофотографии кристаллов циркона выполнены в режиме вторичных электронов в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) на электронном микроскопе JSM-6390 LV JEOL и в режиме катодolumинесценции в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) на электронном микроскопе LEO1450, оснащенный приставкой PANA CL. Выбранные для U-Pb геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO₃. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнено по модифицированной методике Т.Е. Кроу [29]. Для изотопных исследований использовался смешанный изотопный индикатор ²³⁵U-²⁰²Pb. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ). Все изотопные отношения исправлены на величину масс-фракционирования (0.12 ± 0.04 %), рассчитанную для параллельных анализов стандартов SRM-981 и SRM-982. Содержания U и Pb, а также U/Pb изотопные отношения определены с погрешностью 0.5–0.7 %. Холостое загрязнение не превышало 100 пг Pb и 50 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ «PbDAT» и «ISOPLOT» [32, 33]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [40]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [39]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследуемый Джигдинский массив находится в пределах Иликанского террейна (блока) в западной части Джугджуро-Станового супертеррейна (рис. 1). Массив представляет собой вытянутое в северо-западном направлении интрузивное тело протяженностью около 4.5–5.0 км и шириной 0.8–1.2 км. Вмещающими для массива являются метаморфические породы иликанской серии, взаимоотношения с гнейсовидны-

ми гранитоидами древнестанового комплекса остаются спорными (рис. 1). В существующих схемах корреляции геологических комплексов [1, 21] они отнесены к нижнему архею, хотя в настоящее время имеются Sm-Nd изотопно-геохимические и U-Pb геохронологические данные о том, что возраст этих образований не древнее позднего архея [13, 16, 17, 20].

Массив сложен габбро, габбродиоритами, а также габбро и габбродиоритами с повышенной натриевой щелочностью, характеризующимися постепенными переходами внутри этой группы пород. Практически полное отсутствие коренных обнажений существенным образом затрудняет исследование массива, в том числе делает невозможным изучение взаимоотношений между слагающими его породами. Согласно существующим представлениям, массив относится к хорогочинскому [21] или хани-майскому [1] комплексу метаморфизованных базитов и ультрабазитов условно раннеархейского возраста. В то же время, как будет показано ниже, результаты U-Pb геохронологических исследований свидетельствуют о среднетриасовом возрасте массива.

ОСНОВНЫЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Габбро, габбродиориты, а также серия габбро, габбродиоритов с повышенной натриевой щелочностью Джигдинского массива представляют собой мелко-среднезернистые породы с массивной текстурой и реликтовой габбровой структурой. Среди более ранних минералов преобладают плагиоклаз – 50–65 %, единичные реликтовые зерна клинопироксена и амфиболы – более 5 %. В серии габброидов, обогащенных натрием, присутствует первичный биотит (до 5–7 %). В шлифах наблюдается отчетливый идиоморфизм плагиоклаза относительно пироксена. Эти минералы замещаются более поздним вторичным амфиболом, а затем и хлоритом. Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, апатитом и цирконом.

Состав *клинопироксена* отвечает авгиту (Wo₂₆₋₂₈En₄₃₋₄₉Fs₂₄₋₃₀). При этом для большинства минералов характерно высокое содержание MgO > 15 %, SiO₂ > 54 %. (табл. 1). Другими особенностями состава клинопироксенов является высокая магнезиальность (#Mg = 68–74), низкие содержания Al^{VI} и TiO₂. Низкие содержания титана, возможно, обусловлены перераспределением его в титанистые и железистые акцессорные минералы посредством прогрева пород (табл. 1).

Состав *плагиоклазов* варьирует от лабрадора An₅₇ до олигоклаза An₁₄ (табл. 2). Анализ химических составов этого минерала позволяет констатировать, что содержание в них анортитовой составляющей не

Таблица 1. Химические составы (мас.%) пироксенов из пород Джигдинского массива.

№ образца	С-1255	С-1256-3(4)	А-3(3)	А-4(4)
Минерал	Авгит	Авгит	Авгит	Авгит
SiO ₂	53.56	54.36	54.05	54.63
TiO ₂	0.23	0.17	0.26	0.48
Al ₂ O ₃	3.72	3.79	4.19	2.51
FeO*	12.05	11.73	12.27	11.33
MnO	0.22	0.29	0.34	0.18
MgO	16.93	16.27	15.20	17.61
CaO	13.18	13.26	12.75	13.64
Na ₂ O	0.30	0.46	0.49	0.29
K ₂ O	0.06	0.08	0.13	0.00
Сумма	100.25	100.41	99.73	100.65
Энстатит	48.3	46.4	43.7	48.8
Ферросилит	24.7	26.5	29.9	24.0
Волластонит	27.0	27.1	26.4	27.2
#Mg = MgO×100/ (MgO + FeO*)	71.5	71.2	68.8	73.5

Примечание. Цифры в скобках – количество анализов. Номера образцов соответствуют номерам в таблице 4. Здесь и далее FeO* – суммарное железо в форме FeO.

поднимается выше 57. Это обусловлено умеренными и низкими содержаниями в описываемых минералах Al₂O₃ и CaO при максимальном количестве Na₂O, низких K₂O и FeO*. Такие содержания калия могут объясняться неоднократным изменением внешних условий, при которых происходит перераспределение калия между другими минералами. В кристаллах с минимальным содержанием SiO₂ и максимальным – анортитовой компоненты, установлена примесь BaO (табл. 2).

Все амфиболы по классификации [30] относятся к Са-амфиболам (Са_в > 1.50). Более ранние амфиболы по классификации [30] относятся преимущественно к паргаситу, ферропаргаситу, вторичные представлены магнезиальной роговой обманкой, актинолитом. Для всех амфиболов характерно закономерное снижение содержаний FeO*, Na₂O и увеличение SiO₂, MgO при снижении Al₂O₃ (табл. 3).

Слюды по своему составу отвечают флогопиту, анниту и сидерофиллиту, при этом во всех слюдах установлена примесь BaO.

Габбро, габбродиориты по соотношению SiO₂ (48.8–53.4 %), суммы K₂O + Na₂O (3.3–4.9 %) соответствуют нормально-щелочным породам (табл. 4, рис. 2). Им свойственны умеренные содержания Al₂O₃ (14.1–16.9 %), TiO₂ (0.6–1.0 %), CaO (7.4–8.9 %), высокие значения отношения FeO*/MgO (2.2–2.8), присущие породам толеитовой серии (рис. 3). Распределение редкоземельных элементов в породе умеренно дифференцировано, о чем свидетельствует

Таблица 2. Химические составы (мас. %) плагиоклазов из пород Джигдинского массива.

№ образца	С-1255(32)		С-1255(11)		С-1255-3(6)		С-1255-3(20)		А-3(11)		А-3(68)		А-3(26)		А-4(12)		А-4(2)		А-4(8)		А-4(16)	
	Минерал	Андезин	Олигоклаз	Лабрадор	Андезин	Лабрадор	Андезин	Лабрадор	Лабрадор	Андезин	Олигоклаз	Андезин	Олигоклаз	Андезин	Олигоклаз	Лабрадор	Олигоклаз	Лабрадор	Олигоклаз	Лабрадор	Олигоклаз	Олигоклаз
SiO ₂	61.87	64.41	60.88	57.17	61.99	64.50	59.13	67.04	55.29	67.22												
TiO ₂	0.04	0.04	0.05	0.07	0.05	0.06	0.00	0.00	0.04	0.05												
Al ₂ O ₃	24.11	22.51	24.22	27.01	24.37	22.18	28.02	22.64	28.08	20.33												
FeO*	0.12	0.08	0.62	0.15	0.13	0.43	0.18	0.00	0.42	0.24												
MnO	0.03	0.04	0.03	0.01	0.04	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03												
MgO	0.03	0.03	0.33	0.01	0.04	0.07	0.00	0.00	0.01	0.01												
CaO	6.47	4.63	7.13	10.49	7.00	4.72	9.22	3.10	11.12	2.71												
BaO	0.08	0.07	0.06	0.07	0.08	0.10	0.00	0.00	0.07	0.05												
Na ₂ O	7.15	8.10	6.72	4.77	6.67	6.67	6.38	9.96	4.64	9.13												
K ₂ O	0.08	0.05	0.09	0.04	0.07	0.07	0.00	0.00	0.05	0.06												
сумма	99.98	99.96	100.13	99.79	100.44	98.83	102.93	102.74	99.72	99.83												
Alb	66.50	75.50	62.50	44.00	63.50	73.00	55.60	85.30	42.50	85.50												
Ап	33.00	24.00	37.00	54.70	36.00	27.00	44.40	14.70	57.00	14.00												
Kfs	0.50	0.50	0.50	0.30	0.50	1.00	0.00	0.00	0.50	0.50												

Примечание. Цифры в скобках – количество анализов. Номера образцов соответствуют номерам в таблице 4.

Таблица 3. Химические составы (мас.%) амфиболов из пород Джигдинского массива.

№ образца	C-1255 (3)		C-1255-3 (10)		C-1255 (29)		C-1255 (6)		C-1255-3 (21)		C-1255-3 (22)		A-3 (62)		A-3 (9)		A-4 (1)		A-4 (3)		A-4-4 (2)		A-4-4 (47)		A-4-4 (55)			
	Ферро-паргасит	Магн. роговая обманка	Магн. роговая обманка	Актинолит	Паргасит	Ферро-паргасит	Магн. роговая обманка	Актинолит	Паргасит	Ферро-паргасит	Магн. роговая обманка	Актинолит	Ферро-паргасит	Магн. роговая обманка	Актинолит	Ферро-паргасит	Магн. роговая обманка	Актинолит	Ферро-паргасит	Магн. роговая обманка	Актинолит	Паргасит	Магн. роговая обманка	Актинолит	Паргасит	Магн. роговая обманка	Актинолит	
SiO ₂	42.30	46.84	47.70	55.32	54.30	43.39	42.47	47.39	53.58	41.62	49.81	44.04	46.55	55.73														
TiO ₂	0.15	0.24	1.60	0.20	0.25	0.32	0.16	1.23	0.12	0.33	0.18	1.65	1.73	0.09														
Al ₂ O ₃	14.81	10.75	7.89	2.94	5.38	13.16	14.11	8.27	4.20	12.88	10.07	12.67	10.22	2.79														
FeO*	18.40	16.00	14.68	10.71	12.48	17.90	18.55	15.22	11.56	18.58	16.93	12.74	11.82	9.70														
MnO	0.37	0.33	0.39	0.47	0.32	0.31	0.32	0.32	0.26	0.00	0.23	0.18	0.15	0.31														
MgO	7.32	10.52	12.48	16.21	13.20	10.15	7.97	11.65	15.15	8.43	12.72	11.52	13.34	16.94														
CaO	11.26	11.12	11.77	11.95	11.08	10.63	11.86	11.87	12.53	11.10	12.30	12.52	11.68	11.70														
BaO	0.06	0.07	0.07	0.03	0.07	0.00	0.04	0.10	0.09	0.00	0.00	0.00	0.07	0.06														
Na ₂ O	1.63	1.23	1.04	0.43	0.61	1.25	1.31	1.00	0.42	1.51	1.14	1.39	1.20	0.37														
K ₂ O	0.66	0.55	0.65	0.08	0.34	0.71	0.66	0.60	0.12	0.50	0.16	0.81	0.74	0.05														
Cl	0.42	0.19	0.19	0.04	0.08	0.25	0.39	0.17	0.05	0.00	0.00	0.11	0.07	0.03														
Сумма	97.38	97.84	98.46	98.38	98.11	98.07	97.84	97.82	98.08	94.95	103.54	97.63	97.57	97.77														

Примечание. Цифры в скобках – количество анализов. Номера образцов соответствуют номерам в таблице 4.

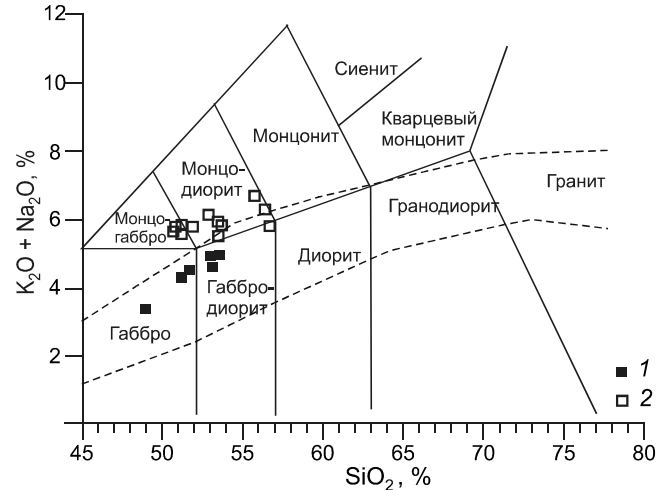


Рис. 2. Классификационная диаграмма $K_2O + Na_2O-SiO_2$ [31] для пород Джигдинского массива.

1 – габбро, габбродиориты; 2 – габбро, габбродиориты с повышенной натриевой щелочностью.

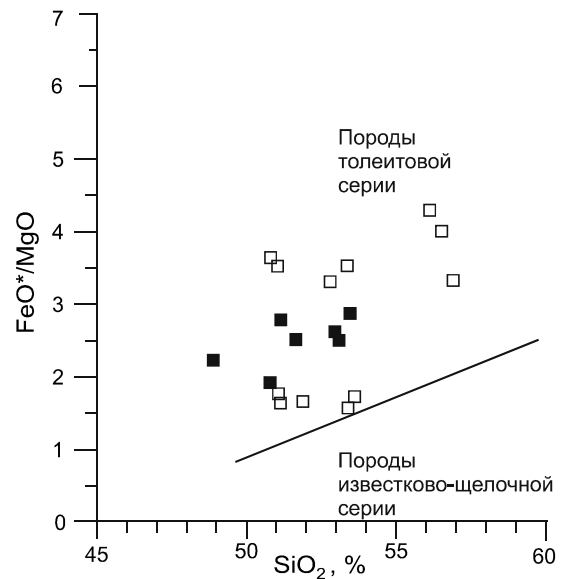


Рис. 3. Диаграмма $FeO^*/MgO-SiO_2$ [35] для пород Джигдинского массива.

Условные обозначения на рис. 2.

величина отношения ($[La/Yb]_n = 6-12$). В большинстве образцов отмечается положительная европиевая аномалия (Eu/Eu^* до 1.7–2.5) (рис. 4 а). Графики нормированных к примитивной мантии концентраций редких элементов иллюстрируют обогащение пород в отношении $Ba = 330-1030$ мкг/г, $Sr = 1560-2200$ мкг/г, при дефиците $Nb = 0.5-2.0$ мкг/г, $Ta = 0.02-0.50$ мкг/г, $Th = 0.09-0.43$ мкг/г. $U = 0.02-0.09$ мкг/г (табл. 4, рис. 5 а).

В группе габбро и габбродиоритов, обогащенных натрием, при том же уровне кремнекислоты,

Таблица 4. Химический состав представительных образцов пород Джигдинского массива.

Образец/ компоненты	А-4-4	А-4-1	А-4	А-2-8	А-2-7	А-4-5	А-3-2	А-3	С-1255
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	48.83	51.09	51.61	52.92	53.05	53.42	50.75	51.01	51.05
TiO ₂	0.61	0.79	0.82	0.99	0.79	0.92	1.30	1.30	1.29
Al ₂ O ₃	14.39	14.14	14.52	15.59	15.08	15.97	15.52	15.67	16.91
Fe ₂ O ₃ *	14.38	13.51	11.72	11.04	10.60	10.46	12.31	12.14	9.17
MnO	0.35	0.15	0.14	0.12	0.12	0.11	0.13	0.13	0.12
MgO	5.88	4.42	4.21	3.84	3.85	3.31	3.06	3.10	4.73
CaO	7.68	7.41	8.88	8.16	8.27	8.65	8.56	8.48	9.01
Na ₂ O	2.79	3.96	3.91	4.10	3.82	4.18	4.15	4.17	4.37
K ₂ O	0.53	0.29	0.56	0.76	0.73	0.75	1.59	1.62	1.40
P ₂ O ₅	0.07	0.14	0.24	0.33	0.17	0.04	0.73	0.73	0.62
ППП	3.60	3.35	2.22	1.22	2.50	1.07	0.76	0.59	0.52
Сумм	99.11	99.25	98.83	99.07	98.98	98.88	98.86	98.94	99.19
Li	10	9.3	7.2	11	8.2	8.3	13	14	11
Ga	17	18	19	20	19	22	23	24	25
Rb	4.3	2.6	2.6	7.7	8.6	4.3	19	19	17
Sr	1782	1560	1919	1799	2209	1730	2062	2061	1521
Ba	488	329	895	822	636	1031	1771	2182	1666
La	4.07	7.04	6.79	12.41	9.74	8.45	29.33	25.99	29.23
Ce	10.20	14.05	13.90	25.99	20.07	14.69	64.98	57.91	65.13
Pr	1.24	1.79	1.87	3.30	2.57	1.73	8.27	7.50	8.26
Nd	5.91	7.90	8.69	14.17	11.36	7.08	35.01	31.95	33.61
Sm	1.35	1.68	1.92	2.82	2.32	1.46	6.73	6.30	6.59
Eu	0.83	0.95	1.13	1.31	1.01	1.25	2.00	1.89	2.03
Gd	1.43	1.72	2.04	2.89	2.43	1.54	6.54	6.15	6.34
Tb	0.18	0.23	0.25	0.34	0.29	0.20	0.76	0.74	0.74
Dy	1.02	1.22	1.34	1.76	1.57	1.13	3.88	3.72	3.65
Ho	0.20	0.24	0.26	0.34	0.31	0.23	0.73	0.72	0.72
Er	0.58	0.68	0.73	0.93	0.80	0.66	2.02	1.97	1.92
Tm	0.08	0.09	0.09	0.12	0.10	0.09	0.26	0.25	0.23
Yb	0.49	0.57	0.57	0.74	0.63	0.57	1.58	1.51	1.37
Lu	0.07	0.09	0.09	0.11	0.09	0.08	0.22	0.21	0.19
Y	5.0	6.0	6.6	8.6	7.4	5.8	19	18	18
Nb	0.35	0.75	0.51	1.53	0.48	1.97	3.8	3.9	3.8
Ta	0.02	0.06	0.03	0.10	0.05	0.48	0.18	0.19	0.18
Zr	188	162	202	206	240	187	285	293	296
Th	0.10	0.15	0.09	0.43	0.26	0.12	0.56	0.51	0.44
U	0.02	0.04	0.02	0.09	0.04	0.02	0.11	0.10	0.10
Pb	2.4	3.8	17	4.4	6.8	5.7	4.6	4.7	4.6
Cu	21	23	330	22	14	35	52	44	74
Zn	78	72	288	90	73	115	136	140	207
Sc	19	19	20	15	17	16	17	17	14
V	128	144	167	192	178	165	164	169	168
Cr	218	175	145	85	135	176	49	50	67
Co	47	41	30	28	30	28	23	26	29
Ni	155	129	80	48	86	142	38	40	41

величина суммы K₂O + Na₂O составляет 5.5–6.8 %, что свойственно породам повышенной щелочности (рис. 2). В них отмечается увеличение концентраций TiO₂ (1.1–1.4 %), значений отношения FeO*/MgO (до 4.3), некоторое уменьшение CaO (6.5–8.6 %) (табл. 4, рис. 3). Рассматриваемым породам присуще резкое

преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ([La/Yb]_n = 12–16) при отсутствии европиевой аномалии (Eu/Eu* = 0.9–1.2) (рис. 4 б).

Графики нормированных к примитивной мантии концентраций редких элементов иллюстрируют обогащение пород в отношении Ba (до 2200 мкг/г), Rb

Таблица 4. (Окончание).

Образец/ компоненты	C-1255-1 10	C-1255-5 11	A-3-1 12	A-3-3 13	C-1255-2 14	C-1255-6 15	A-4-6 16	A-2 17	A-4-9 18
SiO ₂	51.08	51.81	52.77	53.35	53.38	53.55	56.09	56.47	56.88
TiO ₂	1.31	1.29	1.33	1.25	1.30	1.40	1.17	1.15	1.10
Al ₂ O ₃	16.74	16.65	16.01	15.33	15.82	15.98	15.11	14.83	13.91
Fe ₂ O ₃ *	9.38	9.02	10.58	11.07	8.68	8.77	9.86	10.12	10.69
MnO	0.12	0.12	0.12	0.15	0.14	0.14	0.13	0.13	0.14
MgO	5.15	4.89	2.89	2.84	5.00	4.59	2.08	2.29	2.91
CaO	8.66	8.58	7.46	7.90	8.40	8.22	6.57	7.28	6.59
Na ₂ O	4.14	4.25	4.51	4.75	4.41	4.67	5.06	4.19	3.91
K ₂ O	1.40	1.50	1.58	1.14	1.05	1.13	1.77	2.03	1.74
P ₂ O ₅	0.64	0.61	0.68	0.69	0.60	0.63	0.67	0.48	0.48
ППП	0.62	0.43	0.89	0.54	0.63	0.38	0.36	0.09	0.69
Сумм	99.23	99.14	98.82	99.01	99.41	99.46	98.87	99.06	99.04
Li	18	12	13	9.1	11	13	5.3	10	12
Ga	26	25	23	22	24	25	22	23	21
Rb	20	17	20	11	11	11	15	24	25
Sr	1438	1498	1828	1867	1253	1144	1402	1543	1307
Ba	1561	1689	2201	1150	1118	1061	1446	1238	1203
La	32.58	30.53	29.05	24.66	30.49	33.09	26.33	22.22	28.21
Ce	79.21	71.24	63.87	51.60	70.16	77.37	55.00	54.96	58.01
Pr	9.42	8.89	8.10	6.47	8.14	8.87	6.97	5.37	7.11
Nd	32.76	35.02	34.51	27.36	28.19	30.97	29.94	21.99	29.16
Sm	6.20	6.50	6.51	5.15	5.14	5.84	5.87	4.17	5.44
Eu	2.14	1.95	2.01	1.96	2.22	2.39	2.05	1.49	1.72
Gd	7.59	6.37	6.38	5.11	6.41	7.55	5.86	4.23	5.37
Tb	0.88	0.75	0.75	0.58	0.74	0.86	0.71	0.51	0.64
Dy	3.36	3.57	3.78	2.92	2.86	3.39	3.66	2.62	3.33
Ho	0.69	0.66	0.72	0.55	0.59	0.71	0.70	0.49	0.62
Er	2.20	1.85	1.98	1.51	1.84	2.26	1.94	1.35	1.72
Tm	0.28	0.23	0.25	0.19	0.24	0.29	0.24	0.18	0.22
Yb	1.52	1.37	1.49	1.17	1.38	1.61	1.54	1.08	1.37
Lu	0.18	0.19	0.21	0.17	0.17	0.20	0.22	0.16	0.20
Y	17	17	18	14	15	18	19	15	17
Nb	4.3	3.8	4.6	3.2	4.0	5.3	5.4	4.8	4.7
Ta	0.23	0.35	0.22	0.17	0.18	0.16	0.32	0.24	0.30
Zr	285	313	275	230	198	217	196	213	211
Th	0.40	0.41	0.62	0.69	0.49	0.69	0.97	1.82	0.41
U	0.11	0.09	0.12	0.13	0.11	0.14	0.16	0.34	0.38
Pb	5.2	5.0	5.4	6.5	6.4	4.9	10	7.7	7.7
Cu	68	83	20	16	11	3.6	19	34	32
Zn	182	169	133	116	89	85	138	135	126
Sc	15	15	16	15	15	15	16	17	15
V	167	159	143	131	150	141	130	149	135
Cr	74	56	60	72	108	93	78	115	106
Co	35	27	19	20	29	28	20	24	22
Ni	58	42	33	34	47	43	36	63	53

Примечание. Содержания главных элементов приведены в мас. %, малых элементов – в мкг/г. Fe₂O₃* – общее железо в форме Fe₂O₃, 1–3 – габбро, 4–6 – габбродиориты, 7–18 – габброиды с повышенной натриевой щелочностью.

(до 25 мкг/г), Sr (до 2060 мкг/г), La (до 33 мкг/г), Pb (до 10 мкг/г), при дефиците Nb = 3.2–5.4 мкг/г, Ta = 0.16–0.35 мкг/г, Th = 0.4–1.8 мкг/г, U = 0.09–0.38 мкг/г (рис. 5 б).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для геохронологических исследований (U–Pb метод по циркону) использован образец габбро, обога-

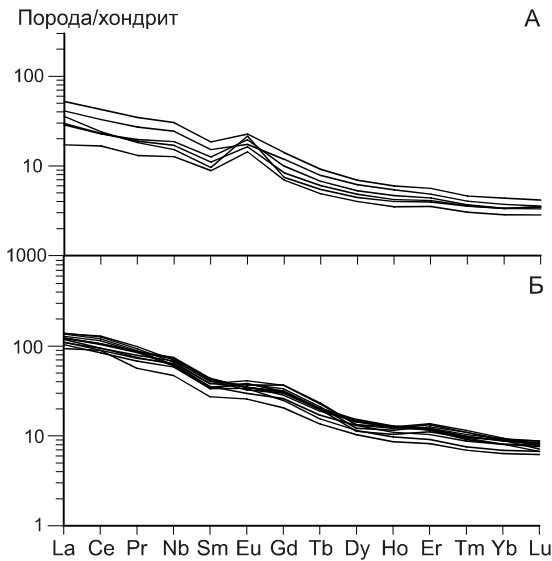


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в породах Джигдинского массива.

А – габбро, габбродиориты; Б – габбро, габбродиориты с повышенной натриевой щелочностью. Состав хондрита по [34].

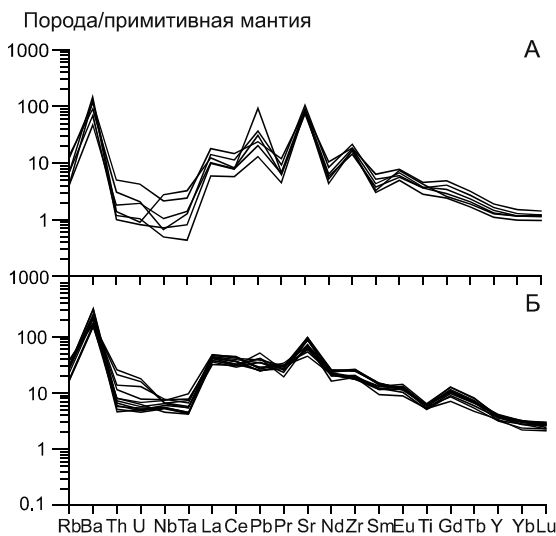


Рис. 5. Распределение редких элементов в породах Джигдинского массива.

А – габбро, габбродиориты; Б – габбро, габбродиориты с повышенной натриевой щелочностью.

Состав примитивной мантии по [41].

щенный натрием (обр. С-1255), отобранный в южной части массива (рис. 1) в правом борту р. Джигда из небольшого (2×3.5 м) коренного обнажения (координаты места отбора: N = 54°12'52.3", E = 127°37'37.0").

Аксессуарный циркон, выделенный из данного образца, однороден, представлен удлиненными про-

зрачными бесцветными дипирамидально-призматическими кристаллами, основными элементами огранки которых являются грани призмы {110} и дипирамиды {111} (рис. 6 I–VI). Поверхность граней кристаллов ровная, ребра дипирамид часто сглажены или отсутствуют, трещиноватость проявлена лишь вдоль главной оси кристаллов. Размер зерен циркона изменяется от 125 до 50 мкм; $K_{удл.} = 3.0–4.0$, для их внутреннего строения характерна четко проявленная зональность роста (рис. 6 VII–IX). Для проведения U-Pb изотопных исследований были использованы три размерные навески циркона 100–125, 75–100, 50–75 мкм (табл. 5). Аналитические точки изотопного состава циркона располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 245 ± 21 млн лет, нижнее пересечение 15 ± 650 млн лет указывает на современные потери свинца, СКВО = 0.013. Поскольку проанализированные фракции циркона в пределах ошибки находятся на конкордии и вблизи нее (дискордантность для фракции С-1255/3 составляет 1.4 %, для двух других фракций – 2.6 % и 3.3 %), дискордия была проведена через начало координат. Дискордантность, вероятно, может быть связана с трещиноватостью кристаллов, где мог происходить незначительный вынос свинца. В итоге рассчитанный возраст по верхнему пересечению составил 244 ± 5 млн лет, СКВО = 0.0075 (рис. 7). Конкордантный возраст, рассчитанный для двух точек, наиболее близко расположенных к конкордии, составляет 240 ± 2 млн лет, СКВО = 1.2, вероятность 0.27. Морфологические особенности изученных цирконов указывают на их магматическое происхождение, что дает возможность рассматривать полученную для них оценку возраста, рассчитанную по верхнему пересечению дискордии с конкордией (244 ± 5 млн лет), как возраст кристаллизации расплавов, родоначальных для породы Джигдинского массива.

ОБСУЖДЕНИЕ

Таким образом, результаты геохронологических исследований свидетельствуют о том, что габброиды с повышенной щелочностью Джигдинского массива имеют не раннеархейский, как предполагалось ранее [1, 21], а среднетриасовый (244 ± 5 млн лет) возраст.

Полученные данные позволяют наметить корреляцию магматических событий на рубеже позднего палеозоя – раннего мезозоя в пределах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Так возраст Джигдинского массива (~ 244 млн лет) близок времени формирования монцогаббро Амнуактинского массива (~ 240 млн лет [12]), габброидов дунитроктолит-габбровых Лукиндинского (~ 250 млн лет

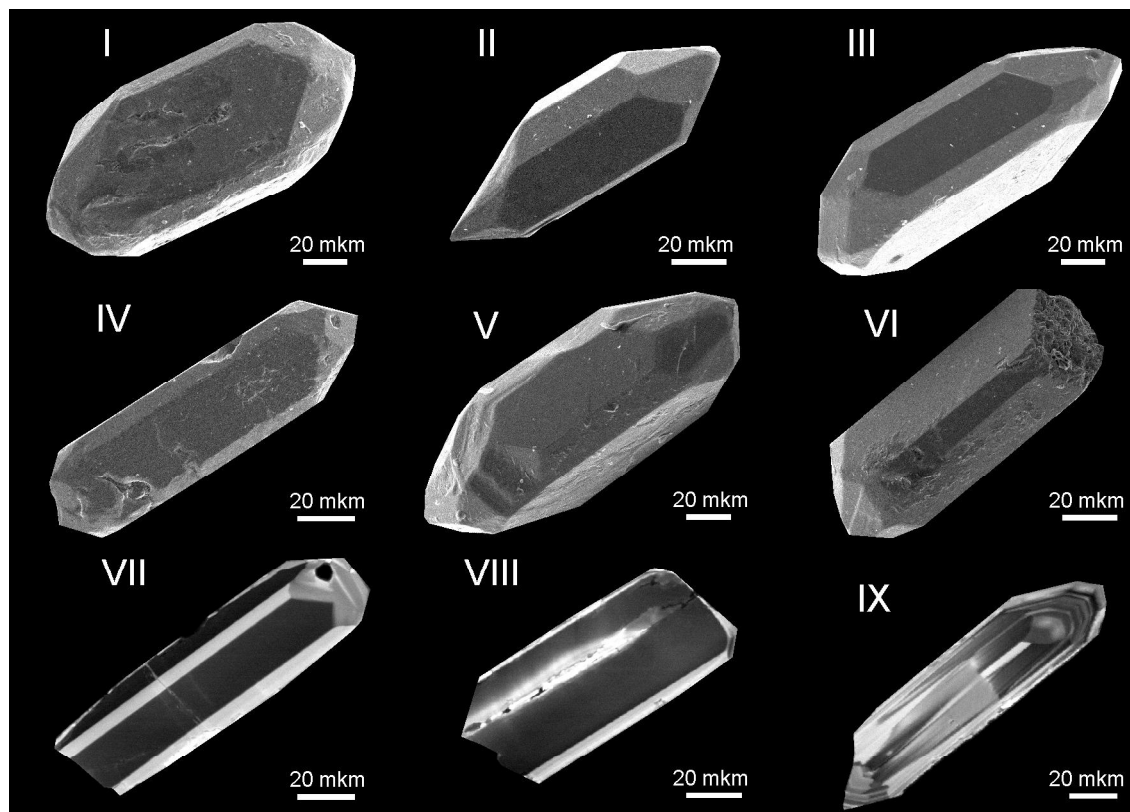


Рис. 6. Микрофотографии кристаллов циркона из габбро с повышенной натриевой щелочностью Джигдинского массива (обр. С-1255), выполненные в режиме вторичных электронов (I-VI) в ИГиП ДВО РАН (аналитик-исследователь В.И. Рождествина) на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390 LV JEOL (Япония), и в режиме катодолуминесценции (VII-IX), выполненные в Геологическом институте КНЦ РАН (аналитик-исследователь Л.М. Лялина) на растровом электронном микроскопе LEO1450, оснащённом приставкой PANA CL.

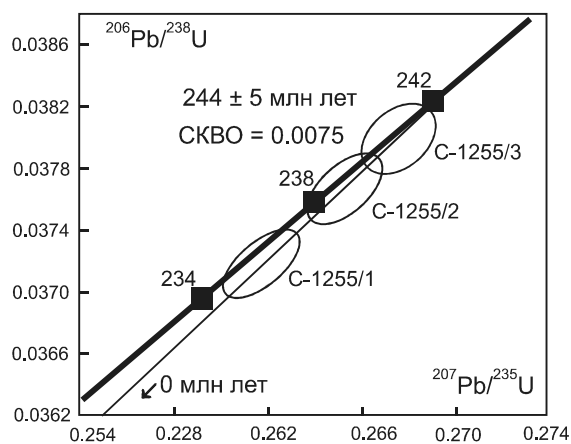


Рис. 7. Диаграмма с конкордией для циркона из габбро с повышенной натриевой щелочностью Джигдинского массива (обр. С-1255).

Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в таблице 5.

[11]) и Лучинского (~ 248 млн лет [4, 6]) массивов. Продолжением этого ареала в западном направлении, по-видимому, являются многочисленные пермско-триасовые перидотит-троктолит-габбровые массивы южного обрамления Северо-Азиатского кратона (см. обзор в [2, 4, 6, 11]).

Кроме того следует отметить, что на этот период приходится один из этапов формирования Селенгино-Витимского вулcano-плутонического пояса, который прослеживается в пределах юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона вдоль его границы с Монголо-Охотским складчатым поясом на расстояние более чем 2000 км от запада Монголии до верховий рек Витим и Олекма на востоке. Для ранних стадий его развития характерно образование магматических ассоциаций известково-щелочного и шошонит-латитового типов, щелочных гранитов, а для поздних стадий – формирование исключительно внутриплитных бимодальных магматических комплексов (см. обзор в [14,

Таблица 5. Результаты U-Pb геохронологических исследований акцессорного циркона из габбро с повышенной натриевой щелочностью Джигдинского массива (обр. С-1255).

№ обр./ № фракции	Размер фракции, мкм, навеса, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения				Rho		Возраст, млн лет		
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
C-1255/1	-125+100, 1.2	12.8	52.3	202	0.1226 ± 1	0.5615 ± 6	0.03718 ± 18	0.2618 ± 21	0.76	235.4 ± 1.2	236.1 ± 1.9	244 ± 12
C-1255/2	-100+75, 1.4	18.8	72.1	424	0.08547 ± 4	0.6452 ± 3	0.03768 ± 19	0.2654 ± 26	0.68	238.4 ± 1.2	239.0 ± 2.4	245 ± 10
C-1255/3	-75+50, 1.7	21.9	83.9	421	0.08569 ± 4	0.3922 ± 2	0.03799 ± 18	0.2675 ± 19	0.42	240.3 ± 1.2	240.7 ± 1.9	244 ± 10

Примечание. * – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

15, 18, 19, 22, 24, 27]). При этом возраст упомянутых выше Джигдинского, Амнуактинского, Лукиндинского, Лучинского массивов практически совпадает с возрастом кварцевых порфиров куйтунской свиты (~ 246 [18]) и щелочных гранитов нерчуганского комплекса (~239 ± 5 млн лет [18]). В этой связи можно констатировать, что в строении Селенгино-Витимского вулcano-плутонического пояса наряду с гранитоидами и вулканитами участвуют также пермско-триасовые ультрабазит-базитовые и базитовые массивы и что этот пояс наложен не только на структуры Селенгино-Станового супертеррейна, но и на западную часть Джугджуро-Станового супертеррейна.

К настоящему времени предложены две основные модели формирования Селенгино-Витимского вулcano-плутонического пояса (см. обзор в [18]). Согласно первой модели, образование этого вулcano-плутонического пояса протекало в обстановке активной континентальной окраины, которая сменилась на поздних этапах ее развития широкомасштабными продольными перемещениями вдоль трансформного разлома по границе континент-океан [19]. В рамках второй модели формирование пояса рассматривается как результат взаимодействия мантийного плюма с литосферой в условиях активной континентальной окраины [15, 24]. Примечательно, что геохимические особенности пород, входящих в состав Селенгино-Витимского вулcano-плутонического пояса, обладают вполне очевидными чертами двойственности, заключающейся в сочетании признаков как внутриплитного, так и надсубдукционного происхождения.

Породы Джигдинского массива в этом отношении не являются исключением. Так на тектонических дискриминационных диаграммах фигуративные точки составов клинопироксенов лежат в поле составов этих минералов, формирующихся во внутриплитной обстановке, а также обстановках, определяемых субдукционными процессами (рис. 8). Такая же двойственность проявляется в геохимических особенностях габбро, габбродиоритов, а также серии габбро, габбродиоритов с повышенной натриевой щелочностью Джигдинского массива. С одной стороны, обогащение их крупноионными литофильными элементами (LILE) и обеднение некоторыми высокозарядными элементами (в первую очередь Nb, Ta) (рис. 5) свидетельствуют об их сходстве с магматическими породами островных дуг. В то же время в породах отмечаются низкие концентрации U, Th, находящиеся практически на уровне таковых в примитивной мантии или незначительно их превышающие (рис. 5). На тектонических диаграммах фигуративные точки их составов тяготеют к полю пород островодужного происхождения (рис. 9 а) или образуют отчетливый восходящий

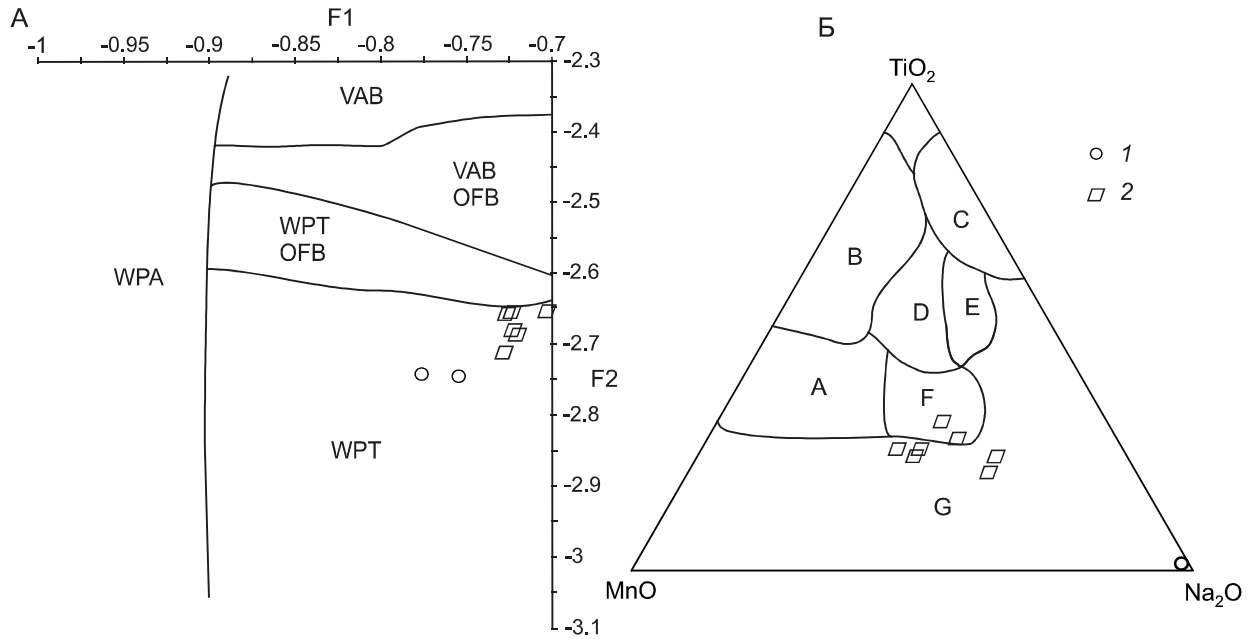


Рис. 8. Тектонические дискриминационные диаграммы [36] для пироксенов из пород Джигдинского массива.

$F1 = -0.012 \times SiO_2 - 0.0807 \times TiO_2 + 0.0026 \times Al_2O_3 - 0.0012 \times FeO^* - 0.0026 \times MnO + 0.0087 \times MgO - 0.0128 \times CaO - 0.0419 \times Na_2O$;

$F2 = -0.0469 \times SiO_2 - 0.0818 \times TiO_2 - 0.0212 \times Al_2O_3 - 0.0041 \times FeO^* - 0.1435 \times MnO - 0.0029 \times MgO + 0.0085 \times CaO + 0.0160 \times Na_2O$.

Буквами обозначены поля: А – VAB, В – OFB, С – WPA, D – все типы базальтов, E – VAB+ WPT+ WPA, F – VAB+ WPA, G – WPA. VAB – базальты вулканических дуг, OFB – базальты океанического ложа, WPT – внутриплитные толеиты, WPA – внутриплитные щелочные базальты; 1 – габбро, габбродиориты; 2 – габбро, габбродиориты с повышенной натриевой щелочностью.

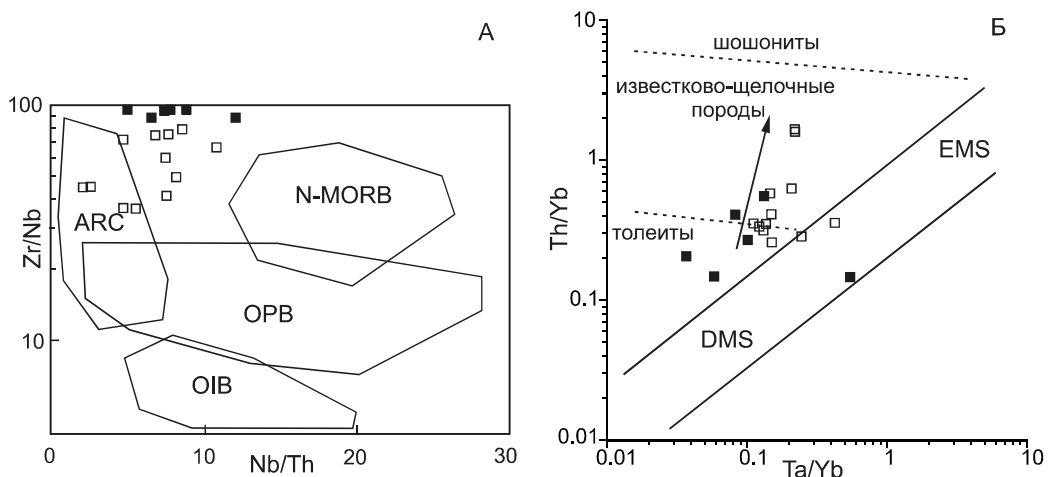


Рис. 9. Тектонические дискриминационные диаграммы для пород Джигдинского массива: А – Zr/Nb–Nb/Th [25], Б – Th/Ta–Ta/Yb [36].

ARC – базальты островных дуг; N-MORB – базальты океанических хребтов нормального типа; OIB – базальты океанических островов; OPB – базальты океанических плато; EMS – обогащенный мантийный источник, DMS – деплетированный мантийный источник. Стрелкой показан тренд обогащения пород над зоной субдукции. Условные обозначения см. на рис. 2.

тренд (рис. 9 б), иллюстрирующий обогащение пород над зоной субдукции. Однако часть точек составов габброидов располагается в мантийном поле.

В этой связи можно предположить, что становление Джигдинского массива и, вероятно, всего

пермско-триасового магматизма, наложенного на юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона, связано с обстановкой трансформной окраины. Эта обстановка предполагает отрыв и погружение в мантию субдуцируемой океанической литосферы и

образование «астеносферного окна», над которым формируются магматические комплексы с «пестрыми геохимическими особенностями» (см. обзор в [26, 28, 37, 38, 42, 43]).

Полученный материал позволяет также коснуться возраста региональных метаморфических процессов. Как показывают результаты геохронологических исследований последних лет [17, 20], последний эпизод метаморфизма амфиболитовой фации в структуре Джугджуро-Станового супертеррейна имеет раннемеловой возраст. Отсутствие в породах Джигдинского массива признаков высокотемпературного метаморфизма указывает на то, что позднемезозойские структурно-метаморфические преобразования геологических комплексов Джугджуро-Станового супертеррейна проявлены неравномерно. По-видимому, наиболее отчетливо они проявились в пределах структурных зон, непосредственно примыкающих к Монголо-Охотскому складчатому поясу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований свидетельствуют о том, что породы Джигдинского массива имеют не раннеархейский, как предполагалось ранее [1, 21], а среднетриасовый (244 ± 5 млн лет) возраст. При этом возраст Джигдинского массива близок времени формирования других триасовых ультрабазит-базитовых и базитовых массивов (Амнуактинского (~240 млн лет), Лукиндинского (~250 млн лет), Лучинского (~248 млн лет)) юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Кроме того, на этот период приходится также один из этапов формирования Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса. Это указывает на то, что в строении Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса наряду с гранитоидами и вулканитами участвуют также ультрабазит-базитовые и базитовые массивы и что этот пояс наложен не только на структуры Селенгино-Станового супертеррейна, но и западную часть Джугджуро-Станового супертеррейна.

Породы Джигдинского массива обладают очевидными чертами геохимической двойственности, заключающейся в сочетании признаков как внутриплитного, так и надсубдукционного происхождения. В этой связи можно предположить, что становление Джигдинского массива связано с отрывом и погружением в мантию субдуцируемой океанической литосферы и образованием «астеносферного окна».

Отсутствие в породах Джигдинского массива признаков высокотемпературного метаморфизма указывает на то, что позднемезозойские структурно-ме-

таморфические преобразования геологических комплексов Джугджуро-Станового супертеррейна проявлены неравномерно.

Авторы благодарят сотрудников аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (к.ф.-м.н. В.И. Рождествов, А.И. Палажченко, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (Л.С. Боковенко, Е.М. Голубеву, А.В. Штареву), Геологического института КНЦ РАН (к.г.-м.н. Л.М.Лялину) за выполнение аналитических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафоненко С.Г., Яшнов А.Л., Козак З.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1: 200 000. 2-ое изд. Становая серия. N-52-XIV (Береговой) / Под ред. Ю.В. Кошкова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
2. Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 166–182.
3. Бучко И.В., Изох А.Э., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Котов А.Б., Яковлева С.З. Петрология позднеюрского ультрамафит-мафитового Веселкинского массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона) // Петрология. 2007. Т. 15, № 3. С. 283–294.
4. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитового Лучинского массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона) // Докл. АН. 2007. Т. 413, № 5. С. 651–654.
5. Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Изох А.И., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Возраст и геохимические особенности позднеюрских ультрамафит-мафитовых массивов Селенгино-Станового супертеррейна южного обрамления Северо-Азиатского кратона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 12. С. 1026–1036.
6. Бучко И.В., Сорокин А.А., Изох А.Э., Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Петрология раннемезозойского ультрамафит-мафитового Лучинского массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 8. С. 745–768.
7. Бучко И.В., Сорокин А.А., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.П., Кудряшов Н.М. Позднемезозойские постколлизийные высококальциевые габброиды Джугджуро-Станового супертеррейна // Докл. АН. 2010. Т. 431, № 3. С. 361–364.
8. Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Ларин А.М., Изох А.И., Яковлева С.З. Триасовый этап мафитового магматизма Джугджуро-Станового супертеррейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Геология геофизика. 2010. Т. 51, № 11. С. 1489–1500.
9. Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.П., Плоткина Ю.В. Высокотитанистые габброиды западной части

- Джугджуро-Станового супертеррейна: возраст и тектоническая позиция // *Геохимия*. 2010. № 6. С. 657–660.
10. Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В. Геохимические особенности, возраст и геодинамическая обстановка формирования познеюрского верлит-габбрового Ильдеусского массива Брянтинского блока (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // *Вестн. Томск. гос. ун-та*. 2011. Т. 348. С. 165–172.
 11. Бучко И.В., Ларионова Ю.О., Пономарчук В.А., Сорокин А.А., Самсонов А.В., Котов А.Б. Результаты комплексного ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb-Sr, Sm-Nd) датирования расслоенного Лукиндинского массива (Селенгино-Становой супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // *Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы: Материалы VI Рос. конф. по изотопной геохронологии. 2–5 июня 2015 г., Санкт-Петербург, ИГГД РАН*. СПб.: Sprinter, 2015. С. 47–48.
 12. Бучко И.В., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Возраст и тектоническое положение Амнунактинского монцогаббро-монциодоритового массива (восточная часть Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // *Докл. АН*. 2017 (в печати).
 13. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Гороховский Б.М. Возраст иликанской толщи Станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Докл. АН*. 2011. Т. 438, № 3. С. 355–359.
 14. Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // *Геология и геофизика*. 1999. Т. 40, № 11. С. 1545–1562.
 15. Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Андреева И.А., Ашихмина Н.А., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Кузнецов В.А., Листратова Е.Н., Лыхин Д.А., Никифоров А.В. Типы магм и их источники в истории Земли. Т. 2. Редкометалльный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 280 с.
 16. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З., Толкачев М.Д. Позднеархейские гранитоиды Дамбукинского блока Джугджуро-Становой складчатой области: формирование и преобразование континентальной коры в раннем докембрии // *Петрология*. 2004. Т. 12, № 3. С. 245–263.
 17. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Анисимова И.В. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма Становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // *Докл. АН*. 2006. Т. 409, № 2. С. 222–226.
 18. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Коршунов А.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Возраст и тектоническое положение гранитов и вулканитов восточного окончания Селенгино-Витимского вулcano-плутонического пояса // *Докл. АН*. 2011. Т. 441, № 3. С. 363–368.
 19. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенков В.Г., Булгагов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У. Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // *Тихоокеан. геология*. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
 20. Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., Сорокин А.П., Сорокин А.А., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Токско-Алгоминский магматический комплекс Джугджуро-Становой складчатой области: возраст и геодинамическая обстановка формирования // *Докл. АН*. 2006. Т. 409, № 5. С. 652–657.
 21. Сержников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-52 (Зея) / Ред. А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
 22. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья: результаты U-Pb изотопного датирования // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.
 23. Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей-кремнезем – для химической классификации и диагностики плутонических пород // *Региональная геология и металлогения*. 2013. № 56. С. 40–50.
 24. Ярмолук В.В., Коваленко В.И. Батолиты и геодинамика батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // *Геология и геофизика*. 2003. Т. 44, № 12. С. 1305–1320.
 25. 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.
 26. Davies J.H., Blanckenburg F. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 129. P. 85–102.
 27. Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zhanvilevich A.N., Reichow M. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian Belt: evolution, petrogenesis and tectonic significance // *Lithos*. 2009. V. 113. P. 521–539.
 28. Kay R.W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific oceanic crust // *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.* 1978. V. 4. P. 297–322.
 29. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1973. V. 37. P. 485–494.
 30. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Guo Y. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // *Can. Mineralogist*. 1997. V. 35. P. 219–246.
 31. Le Maitre R.W. (Ed.), Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmidt R., Sorensen H., Woolley A.R. Igneous rocks. A classification and glossary

- of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks // Cambridge Univ. Press, 2002. 236 p.
32. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
 33. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronol. Center Sp. Publ. 1999. N 1a. 49 p.
 34. McDonough W.F., Sun S-s. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120, Is. 3-4. P. 223-253.
 35. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. P. 321-355.
 36. Nisbet E.G., Pearce J.A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. V. 63. P. 149-160.
 37. Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Andesites / Ed. R.S. Thorpe. New York: Wiley, 1982. P. 525-548.
 38. Poldervaart A., Hess H.H. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma // J. Geol. 1951. V. 59. P. 472-489.
 39. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26, N 2. P. 207-221.
 40. Steiger R.H., Jager E. Subcommittee of geochronology: Convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36, N 2. P. 359-362.
 41. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes / Magmatism in the Ocean Basins // Geol. Soc. Sp. Pub. N 42. Blackwell Sci. Publ., 1989. P. 313-346.
 42. Verma S.P. Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1999. V. 93. P. 151-171.
 43. Zeck H.P., Kristensen A.B., Williams I.S. Post-collisional volcanism in a sinking slab setting - crustal anatexis origin of pyroxene-andesite magma, Caldear Volcanic Group, Neogene Alboran volcanic province, southern Spain // Lithos. 1998. V. 45. P. 499-522.

Рекомендована к печати А.А. Сорокиным

A.A. Rodionov, I.V. Buchko, N.M. Kudryashov

Age, mineral-geochemical features, tectonic position of the gabbroids of the Dzhigdinsky Massif, the southeastern framing of the North Asian Craton

Complex mineralogical-geochemical and geochronological studies were made of the gabbroids of the Dzhigdinsky Massif located in the western part of the Dzhugdzhur-Stanovoy superterrane. It has been established that the age of the Dzhigdinsky Massif rocks appeared to be middle Triassic (244 ± 5 MA) rather than early Archean, as earlier assumed. As this takes place, the age of the Dzhigdinsky Massif approaches the time of formation of other Triassic gabbroid massifs (Amnunaktinsky (~ 240 Ma), Lukindinsky (~ 250 Ma), Luchinsky (~ 248 MA)) of the southeastern framing of the North Asian craton. One of the stages of the formation of the Selenga-Vitim volcano-plutonic belt also falls on this period. This indicates that the Selenga-Vitim volcano-plutonic belt along with granitoids and volcanic rocks is composed of ultramafic-mafic and mafic massifs and that the belt overlies not only the structures of the Selenga-Stanovoy superterrane, but also the western part of Dzhugdzhur-Stanovoy superterrane. Gabbro, gabbrodiorite, and a series of gabbro and gabbrodiorites with increased sodium alkalinity of the Dzhigdinsky Massif possess obvious geochemical features of duality, combining intraplate and supra-subduction origin. In this regard, it can be assumed that the formation of the gabbroids of the Dzhigdinsky Massif is related to the lithosphere detachment and sinking of the subsiding oceanic into the mantle producing an «asthenospheric window».

Key words: gabbroids, subduction, geochemical duality, age, Dzhigdinsky Massif, Dzhugdzhur-Stanovoy superterrane, Far East of Russia.