

БАЯНКОЛЬСКАЯ ГАББРО-ГРАНИТНАЯ АССОЦИАЦИЯ: СОСТАВ, ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ, ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

(*Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува*)

И.В. Кармышева^{1,2}, В.Г. Владимиров^{1,2}, Р.А. Шелепаев^{1,2},
С.Н. Руднев¹, В.А. Яковлев^{1,2}, Д.В. Семенова¹

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

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

На основании изучения состава, возраста, тектонической и геодинамической обстановки проводится обоснование выделения баянкольской габбро-гранитной ассоциации в пределах Западно-Сангиленского фрагмента коллизонной зоны в северо-западном обрамлении Тувино-Монгольского массива. В состав ассоциации включены одноименный массив и комбинированные (минглинг) дайки. Их становление происходило в позднеколлизонный период (495 ± 5 млн лет), характеризующийся переходом от транспрессии к сдвигово-раздвиговому растяжению с левосторонней кинематикой. Габбро-гранитные образования баянкольской ассоциации пространственно приурочены к проникающим тектоническим зонам Западно-Сангиленской сдвиговой системы. Положение тел габброидов и гранитов контролируется локальными зонами тектонического растяжения. Базитовые магмы имеют сближенный петрогеохимический состав, что свидетельствует об их внедрении из единой камеры основного состава и дифференциации магмы в процессе подъема. Выплавление, перемещение и становление коровых гранитоидов баянкольской ассоциации генетически связано с тепловым воздействием со стороны базитового расплава и синтетектоническим падением литостатического давления. Внедрение и становление основных и кислых расплавов баянкольской ассоциации происходило на ниже- и среднекоровых уровнях коры в обстановках реактивации и последующей фрагментации тектонической зоны.

Позднеколлизонный магматизм, габбро-гранитные ассоциации, коллизонная зона, сдвиговые зоны, Тувино-Монгольский массив, Сангилен.

BAYAN-KOL GABBRO-GRANITE ASSOCIATION (*western Sangilen, southeastern Tuva*): COMPOSITION, AGE BOUNDARIES, AND TECTONIC AND GEODYNAMIC SETTINGS

I.V. Karmysheva, V.G. Vladimirov, R.A. Shelepaev, S.N. Rudnev,
V.A. Yakovlev, and D.V. Semenova

The Bayan-Kol gabbro-granite association has been recognized within the West Sangilen fragment of collision zone in the northwestern framing of the Tuva–Mongolian massif, and its composition, age, and tectonic and geodynamic settings have been studied. The association includes the Bayan-Kol pluton and composite (mingling) dikes, which formed in the late collision period (495 ± 5 Ma), during the transition from transpression to extension mode with left-lateral strike-slip kinematics. The Bayan-Kol gabbro-granite association is spatially confined to the penetrating tectonic zones of the West Sangilen shear system. The position of gabbroid and granite bodies is controlled by local zones of tectonic extension. Basic magmas have a similar petrogeochemical composition, which indicates their intrusion from a single chamber of basic composition and differentiation of ascending magma. The melting, transfer, and formation of crustal granitoids of the Bayan-Kol association are genetically related to the thermal effect of basic melt and syntectonic drop in lithostatic pressure. The intrusion and formation of basic and acid melts of the Bayan-Kol association took place at the lower and middle crustal levels in the settings of the reactivation and subsequent fragmentation of the tectonic zone.

Late-collision magmatism, gabbro-granite associations, collision zone, shear zones, Tuva–Mongolian massif, Sangilen

ВВЕДЕНИЕ

Существование генетической связи коровых гранитоидных расплавов с базитовыми магмами известно достаточно давно и широко обсуждается в открытой печати [Miller, Miller, 2002; Jahn et al., 2009; Jacob et al., 2015; и др.]. Ярким примером подобных взаимоотношений являются габбро-гранитные серии, отдельные интрузии и минглинг-дайки (композитные дайки) [Cook, 1988; Perugini et al., 2005; Sklyarov, Fedorovsky, 2006; Litvinovsky et al., 2017; и др.].

© И.В. Кармышева[✉], В.Г. Владимиров, Р.А. Шелепаев, С.Н. Руднев, В.А. Яковлев, Д.В. Семенова, 2019

[✉]e-mail: iri@igm.nsc.ru

DOI: 10.15372/GiG2019065

Длительное изучение габбро-гранитных серий Алтае-Саянской складчатой области (АССО)¹ показало, что они могут служить индикаторами мантийно-корового взаимодействия в коллизионных и островодужных геодинамических обстановках. Существенное значение в этом случае имеют сближенные по возрасту габбро-гранитные ассоциации, т. е. комплексы интрузивных пород различного состава, расположенные в одной тектонической зоне, объединенные сходными тектоническими обстановками формирования в узком временном интервале. Ассоциации включают в себя породы разного состава (от основных до кислых), однако при этом они не обязательно образуют единый непрерывный ряд от габброидов к гранитам с существованием всех переходных разновидностей. Основные и кислые породы в габбро-гранитных ассоциациях объединены по возрастному и структурно-тектоническому признакам, т. е. их зарождение, внедрение и становление контролируются единым тектоническим режимом, но генетически породы контрастного состава не связаны между собой. В этом заключается их существенное отличие от габбро-гранитных серий, которые представляют собой комплексы плутонических пород, характеризующихся тесной сопряженностью всех пород, многофазным формированием и обязательной гомодромной последовательностью внедрения [Изох и др., 1975].

В настоящей работе возможность объединения интрузивных тел и характеристика основных параметров (тектонические обстановки, состав и возраст) единой габбро-гранитной ассоциации рассмотрены на примере баянкольской ассоциации в Западно-Сангиленском фрагменте Алтае-Саянской складчатой области.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Детальные исследования Западного Сангилена проводятся уже на протяжении нескольких десятков лет [Козаков и др., 1999а, б, 2001, 2003; Владимиров и др., 2005, 2017; и др.]. В дополнение к существующим картам государственной геологической съемки м-ба 1:200 000 [Ильин и др., 1963; Александров и др., 1974] подготовлены различные варианты схем тектономагматических и метаморфических корреляций и единой геологической карты региона [Лепезин, 1978; Митрофанов и др., 1981; Козаков, 1986; Гоникберг, 1995; Каргополов, 1997; Козаков и др., 1999а, б, 2001; Владимиров и др., 2005, 2017; и др.]. Как следствие, накоплен существенный объем данных по геологическому строению, магматизму, метаморфизму и изотопно-геохронологическому датированию региона. Однако многие проблемы остаются нерешенными. В первую очередь, это касается вопросов расчленения габбро-гранитных интрузивных серий и их соотнесение с тектоническими и геодинамическими обстановками. Существующий комплекс изотопно-геохронологических и полученных авторами структурно-петрологических и петрогеохимических данных по вещественному составу и тектоническому положению магматических тел позволяет пересмотреть полученные ранее результаты и провести корреляцию между магматическими и тектоническими событиями в регионе.

Западный Сангилен представляет собой фрагмент коллизионного горно-складчатого сооружения кембро-ордовикского возраста, сформировавшегося при столкновении Таннуольской островной дуги и Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ) [Гибшер и др., 2000; Кузьмичев, 2004; Владимиров и др., 2005]. В эволюции Западного Сангилена выделяются три основных последовательных этапа коллизионных событий [Владимиров и др., 2017]: островодужный (раннеколлизионный) (570—535 млн лет), коллизионный (535—495 млн лет) и позднеколлизионный (495—430 млн лет). Пик коллизионных событий и начало растяжения орогена приходится на рубеж 495 млн лет. Каждый этап характеризуется своим базитовым и гранитоидным магматизмом. Наиболее активно интрузивные процессы были проявлены в период 510—465 млн лет, а их завершение маркируется периодом внедрения и становления камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса (442 ± 4 млн лет [Гибшер и др., 2012]).

В структуре Западного Сангилена выделяются Мугуро-Чинчилигский (Мугурский) и Эрзин-Наринский (Нижнеэрзинский) тектонические блоки, сложенные преимущественно породами мугурского (моренского) и нижнеэрзинского метаморфических комплексов.

Сочленение блоков происходит по Эрзинской сдвиговой зоне (рис. 1), представляющей собой проникающую область милонитизации и вязкопластичного течения горных пород, характеризующихся несколькими периодами реактивации [Владимиров и др., 2005, 2017].

В строении Эрзинской зоны преобладают толщи эрзинского метаморфического комплекса: интенсивно мигматизированные кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы и гнейсограниты. Также в ее структуру входят синтектонические интрузивные образования, в том числе Матутский гранитный, Баянкольский габбро-гранитный и Нижнеулорский гранитный массивы, отдельные тела гранитоидов ухадагского комплекса и многочисленные комбинированные габбро-гранитные дайки (см. рис. 1). Основными объектами исследования данной работы являются Баянкольский массив и отдельные тела минглинг-даек.

¹ Обзор исследований по данной теме приведен в публикации [Владимиров и др., 2013].

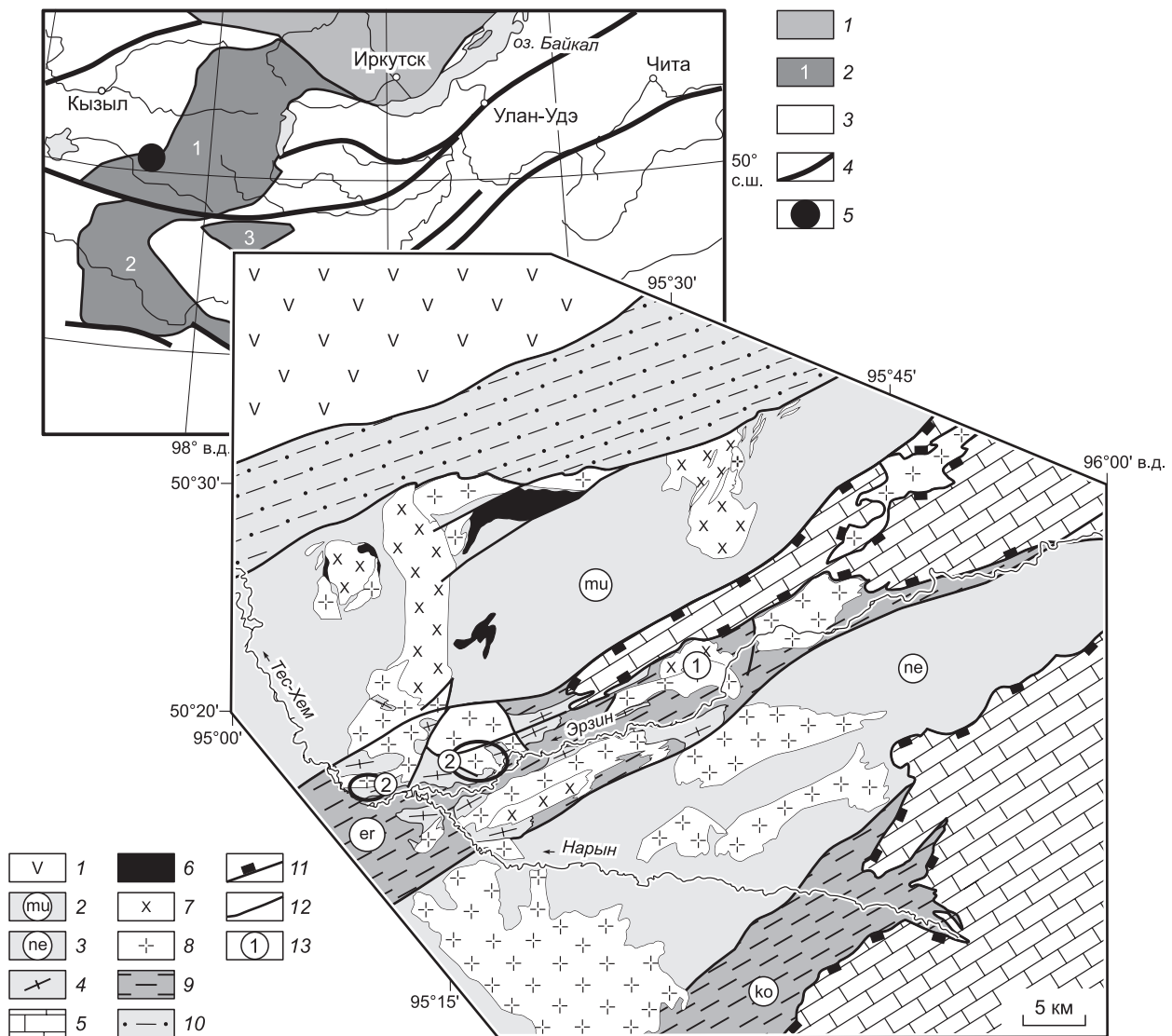


Рис. 1. Геологическая схема Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува), по [Владимиров и др., 2005; Кармышева и др., 2017]. На врезке — положение Западного Сангилен в структурах южного обрамления Сибирской платформы, по [Kuzmichev et al., 2001; Кузьмичев, 2004] с упрощениями.

1 — образования Таннуольской островной дуги; 2–4 — метаморфические комплексы: 2 — мугурский, 3 — нижеэрзинский, 4 — эрзинский; 5 — карбонатно-терригенный чехол; 6–8 — магматические породы: 6 — перидотиты, 7 — габброиды и монцодиориты, 8 — гранитоиды; 9 — blastomylonites тектонических зон: Эрзинская (er), Кокмолгаргинская (ko); 10 — Агардагский шов; 11 — границы тектонических покровов; 12 — разломы; 13 — объекты исследования: 1 — Баянкольский габбро-гранитный массив, 2 — ареалы распространения минглинг-даек. Врезка: 1 — Сибирский кратон; 2 — докембрийские террейны: 1 — Тувино-Монгольский массив, 2 — Дзабханский массив, 3 — Тарбагатайский массив; 3 — палеозоида Центрально-Азиатского складчатого пояса; 4 — разломы; 5 — положение Западного Сангилен.

Баянкольской габбро-гранитный массив расположен в нижнем течении р. Баян-Кол, на правом берегу р. Эрзин. В габброидной части массива выделяются две интрузивные фазы (от ранней к поздней): первая фаза — габбронориты, вторая — монцодиориты. В кислой части массива выделяются гранодиориты и граниты.

Мультисистемные геохронологические данные (489 ± 3 млн лет, Ar/Ar, Hbl, габброиды [Изох и др., 2001]; 507 ± 14 млн лет, U/Pb, Zrn, гранодиорит [Козаков и др., 2001]; 496.5 ± 3.6 млн лет, U/Pb, Zrn, диорит [Козаков и др., 2001]) позволяют говорить, что становление массива происходило в период 507 ± 14 — 497 ± 4 млн лет, а более молодые оценки возраста в 489 ± 3 млн лет, полученные Ar/Ar методом, отражают выведение Баянкольского массива на верхние эрозионные уровни, отвечающие темпе-

ратурам закрытия K/Ag системы в роговой обманке, либо повторные термальные события в пределах Эрзинской сдвиговой зоны.

В западной части Баянкольского массива вмещающими породами для гранодиоритов являются мигматиты эрзинского комплекса (их вещественная характеристика и уровень метаморфизма в обрамлении массива приведены ниже). На севере и северо-востоке вмещающими породами для габброидов являются метапелиты моренского комплекса, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций умеренных и повышенных давлений ($T = 620\text{—}700\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6\text{—}8$ кбар [Владимиров, 1987], $T = 550\text{—}670\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 7\text{—}8$ кбар [Каргополов, 1997]).

Габбро-гранитные комбинированные дайки (минглинг-дайки) в пределах Западного Сангилены известны достаточно давно [Изох и др., 2004; Владимиров и др., 2005; Васюкова и др., 2008; Кармышева и др., 2015; Бурмакина и др., 2016; Владимиров и др., 2017; Цыганков и др., 2018; и др.]. Это продукты механического смешения и совместной консолидации базитовых и гранитоидных магм различного генезиса. В пределах Эрзинской тектонической зоны они представлены дайками или роями даек, а также телами, имеющими в плане линзовидные либо изометричные и неправильные формы. Вмещающими породами для минглинг-даек являются сланцы и гранитогнейсы эрзинского метаморфического комплекса, граниты Матутского массива.

Образование минглинг-даек на Западном Сангилене может быть обусловлено различными механизмами смешения контрастных по составу расплавов [Яковлев и др., 2016], однако все они имеют синтетектоническую природу [Кармышева и др., 2015; Владимиров и др., 2017]. Один из основных рубежей становления комбинированных даек приходится на период 495 млн лет [Кармышева и др., 2015; Владимиров и др., 2017; Цыганков и др., 2018].

ПЕТРОГРАФИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

Основные породы

Петрографический состав габброидов Баянкольского массива отвечает биотитсодержащим роговообманково-оливиновым и роговообманковым габброноритам (1-я фаза) $(\text{Orx}+\text{Crx}+\text{Ol}+\text{Pl}+\text{Hbl}+\text{Vt})^2$ и монцодиоритам (2-я фаза) $(\text{Pl}+\text{Crx}+\text{Orx}+\text{Hbl}+\text{Vt}+\text{Kfs}\pm\text{Qtz})$. Для первых типична кумулятивная и пойкилитовая структуры. Кумулус представлен оливином и ортопироксеном, а интеркумуляус выполнен клинопироксеном, амфиболом и подчиненным количеством плагиоклаза и биотита. Для монцодиоритов характерна равномерно-зернистая габбро-офитовая структура [Шелепаев и др., 2018].

Габбронориты 1-й фазы разделяются на меланократовые, мезократовые и лейкократовые разновидности (рис. 2, 3, табл. 1). Меланократовые габбронориты относятся в породам низко- и нормальнощелочного ряда ($\text{SiO}_2 = 45.37\text{—}45.53$ мас. % и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1.75\text{—}2.09$ мас. %). Характерной их петрохимической особенностью является высокое содержание MgO (22.46—24.74 мас. %). К мезократовым разновидностям относятся габбронориты с содержанием MgO от 10.01 до 15.07 мас. %. Лейкократовым габброноритам свойственны нормальные и умеренные содержания щелочей ($\text{SiO}_2 = 46.46\text{—}52.94$ мас. % и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2.51\text{—}4.72$ мас. %), более высокие содержания титана (1.15—2.55 мас. %) при MgO = 2.96—8.23 мас. %.

К 2-й фазе внедрения основных пород относятся монцодиориты. Их петрохимическая характеристика приведена в табл. 1 и на рис. 2, 3.

Спектры распределения РЗЭ во всех основных породах массива характеризуются пологими отрицательными наклонами: $(\text{La}/\text{Yb})_n = 5.15\text{—}8.48$; $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n = 0.82\text{—}1.67$. Для мультиэлементных спектров типично наличие субдукционной компоненты: обогащение крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, U, Th, K) и стронцием, а также обеднение высокозарядными элементами (Ta, Nb, Zr, Hf), особенно для меланократовых габброноритов (см. рис. 4, табл. 2).

Базиты комбинированных даек представлены широкими вариациями составов пород от амфиболовых монцогаббро $(\text{Hbl}+\text{Kfs}+\text{Pl}+\text{Vt}+\text{Qtz})$ до диоритов $(\text{Hbl}+\text{Pl}+\text{Vt}+\text{Qtz})$. Структура пород порфирировидная: амфибол и биотит образуют гломероскопления с ситовидной структурой. На контакте с салической частью дайки в базитах концентрируются лейсты биотита, а содержание амфибола уменьшается, вплоть до его полного исчезновения [Кармышева и др., 2015; Яковлев и др., 2016; Цыганков и др., 2018].

Мафическая часть относится к породам нормального и умеренно-щелочного ряда (см. рис. 2, табл. 1) ($\text{SiO}_2 = 45.48\text{—}57.13$ мас. % и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2.82\text{—}6.45$ мас. %). Преимущественно они характеризуются повышенным содержанием K_2O (0.88—2.30 мас. %) (см. рис. 2). Содержания титана в породах

² Здесь и далее: Opt — ортопироксен, Crx — клинопироксен, Ol — оливин, Pl — плагиоклаз, Hbl — роговая обманка, Vt — биотит, Prp — пироп, Qtz — кварц, Sil — силлиманит, Crd — кордиерит, Grt — гранат, Alm — альмандин, Crs — хромшпинелид, An — анортит, Ab — альбит, Kfs — калишпат, Spss — спессартин, Gross — гроссуляр.

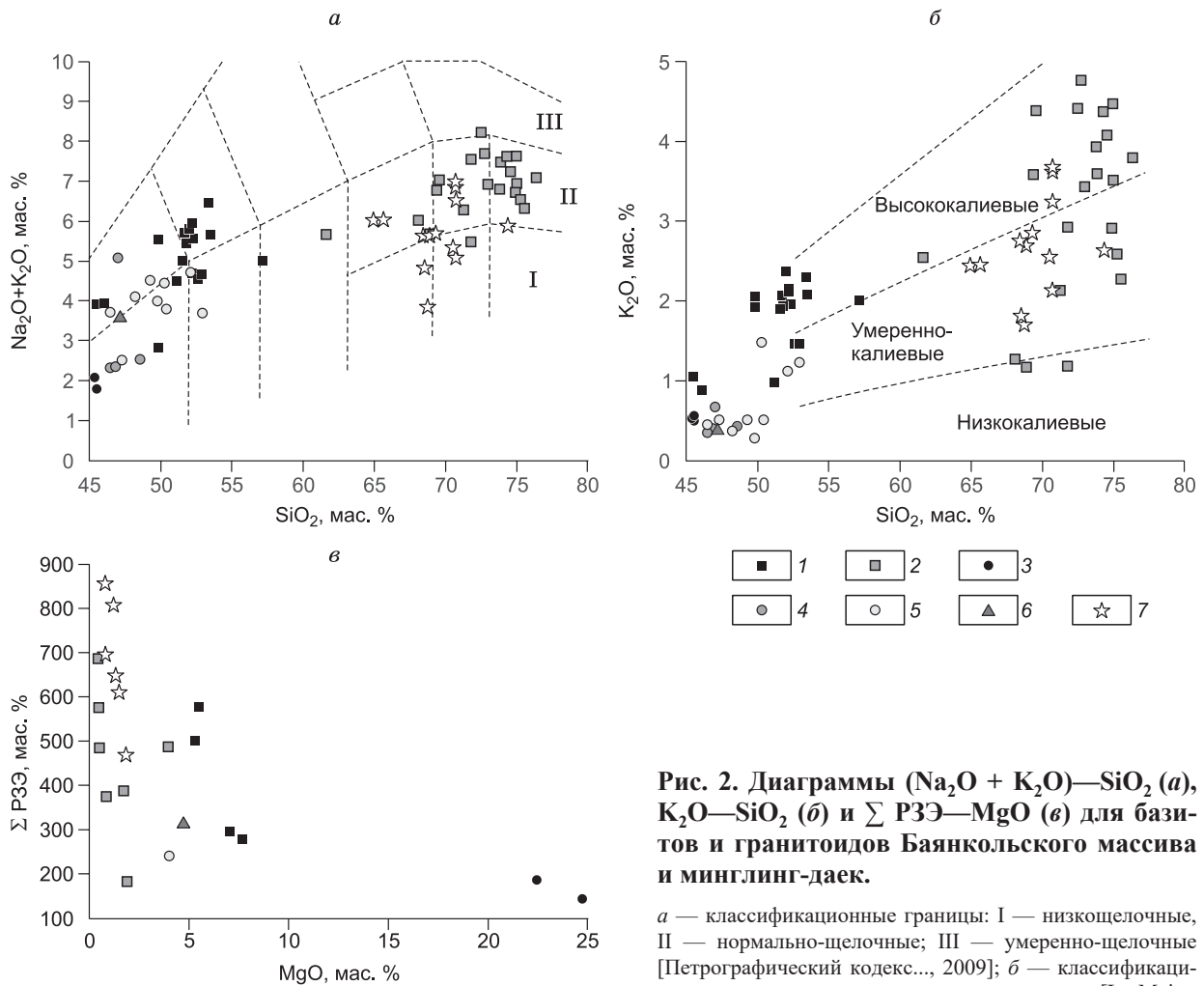


Рис. 2. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$ (*a*), $\text{K}_2\text{O—SiO}_2$ (*b*) и $\Sigma \text{PЗЭ—MgO}$ (*v*) для базитов и гранитоидов Баянкольского массива и минглинг-даек.

a — классификационные границы: I — низкощелочные, II — нормально-щелочные; III — умеренно-щелочные [Петрографический кодекс..., 2009]; *b* — классификационные границы для вулканических пород, по [Le Maitre

et al., 1989]. 1 — базиты минглинг-даек, 2 — гранитоиды минглинг-даек, 3—7 — Баянкольский массив: 3 — меланократовые габбронориты, 4 — мезократовые габбронориты, 5 — лейкократовые габбронориты, 6 — монцодиориты, 7 — гранитоиды.

варьирует от 0.93 до 1.93 мас. %. Распределение ПЗЭ характеризуется отрицательными спектрами с преобладанием LREE над HREE $((\text{La}/\text{Yb})_n = 4.62\text{—}8.02)$ и отсутствием Eu-аномалии $((\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n = 0.88\text{—}1.11)$. На мультиэлементных спектрах наблюдается обогащение Cs, Rb, U, Th, K и минимумы по Nb, Hf, Ti (см. рис. 4, табл. 2).

Кислые породы

Гранитоиды Баянкольского массива представлены среднезернистыми биотитовыми гранодиоритами ($\text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Bt} \pm \text{Grt}$) и средне-, мелкозернистыми гранитами ($\text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Bt} + \text{Ms}$) [Кармышева и др., 2017]. Они относятся к нормально- и умеренно-щелочным ($\text{SiO}_2 = 64.94\text{—}74.37$ мас. % и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3.85\text{—}6.99$ мас. %), умеренно- и высококалийным (1.70—3.67 мас. %) (рис. 2, табл. 1), преимущественно высокоглиноземистым ($A/\text{CNK} = 0.86\text{—}1.66$) (рис. 5, *a*) разностям гранитоидов. Для них характерен широкий ряд составов от магнезиальных до железистых разновидностей, преимущественно породы относятся к известковистым (см. рис. 5, *b*, *v*). Индекс ASI варьирует от 0.89 до 1.70. Стоит отметить, что образец с $\text{ASI} < 1$ всего один. На диаграмме ASI — SiO_2 большинство определений попадают в поле S-типа (см. рис. 5, *z*). Петрохимические данные, присутствие среди акцессорных минералов граната и мусковита, а также непосредственные геологические наблюдения (см. раздел «Структурно-петрологические исследования») позволяют отнести кислые породы Баянкольского массива к гранитам S-типа.

Для гранитоидов массива характерны высокие содержания редких земель с преобладанием LREE над HREE $((\text{La}/\text{Yb})_n = 8.37\text{—}13.10)$ и отрицательная Eu-аномалия $(\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.47\text{—}0.74)$ (см. рис. 4, табл. 2). На спайдер-диаграммах отмечаются минимумы по Nb, Ti и Sr.

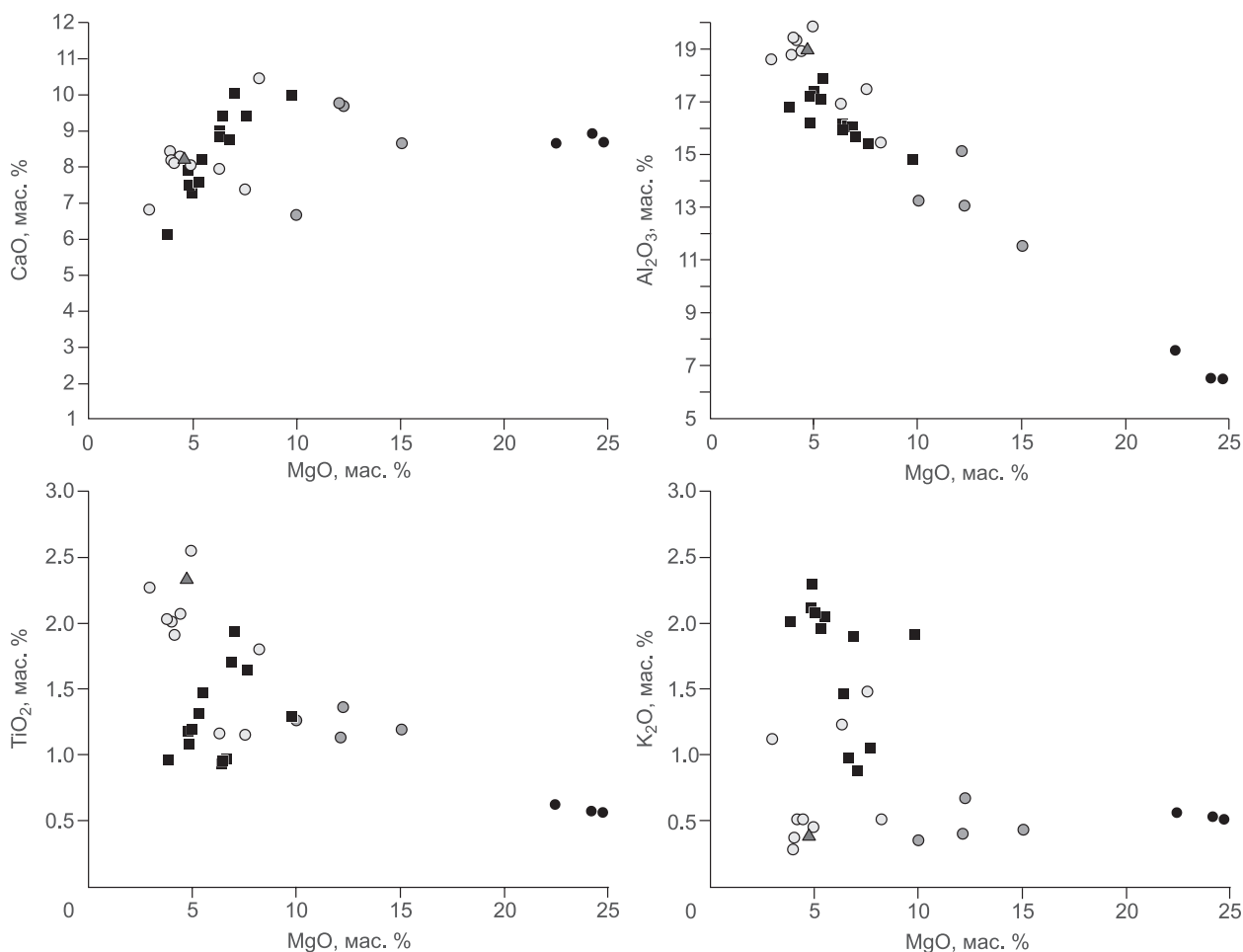


Рис. 3. Диаграммы CaO—MgO, Al₂O₃—MgO, TiO₂—MgO и K₂O—MgO для базитов Баянкольского массива и минглинг-даек.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

Состав силикатной части минглинг-даек варьирует от граносиенитов (Kfs + Pl + Qtz + Bt + Hbl) до лейкогранитов (Pl + Qtz + Kfs + Bt) [Кармышева и др., 2015; Яковлев и др., 2016; Цыганков и др., 2018]. Породы характеризуются широкими вариациями состава (SiO₂ = 61.63—76.37 мас. % и Na₂O + K₂O = 5.48—8.22 мас. %), преимущественно располагаясь в области нормально-щелочных, умеренно-калиевых пород (см. рис. 2, табл. 1). На диаграмме A/NK—A/CNK они попадают преимущественно (за исключением двух анализов) в поле высокоглиноземистых разновидностей (A/CNK = 0.86—1.37) (см. рис. 5, а). Широкий спектр составов охватывает магнезиальные и железистые разновидности и варьирует от известковистых до известково-щелочных (см. рис. 5, б, в). Индекс ASI также значительно меняется: от 0.9 до 1.4 (среднее значение 1.12). По составу породы попадают как в поля S- и I-типов гранитов, так и в переходную область (см. рис. 5, г).

Концентрации РЗЭ варьируют достаточно широко, однако для всех спектров типичны отрицательные наклоны с преобладанием LREE над HREE ((La/Yb)_n = 4.30—27.26). В кислых породах из различных минглинг-даек отмечается как отрицательная, так и положительная Eu-аномалия ((Eu/Eu*)_n = 0.21—1.2). На мультиэлементных спектрах наблюдается обогащение Cs, Rb, U, Th, K и минимумы по Nb, Sr, Ti (рис. 4, табл. 2).

СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Баянкольский габбро-гранитный массив. На северо-восточном контакте Баянкольского массива, где наблюдается внедрение габброидов в метапелиты мугурского комплекса, во вмещающих породах присутствуют деформации с субвертикальной кинематикой. В том числе в вертикальных срезах

Таблица 1.

Содержание основных петрогенных компонентов (мас. %) в породах Баянкольского массива и минглинг-даек

Компонент	Баянкольский массив				Минглинг-дайки		
	Меланократовые габбронориты	Мезократовые габбронориты	Лейкократовые габбронориты	Монцодиориты	Граниты	Базиты	Граниты
	<i>n</i> = 3	<i>n</i> = 4	<i>n</i> = 9	<i>n</i> = 1	<i>n</i> = 13	<i>n</i> = 13	<i>n</i> = 20
SiO ₂	<u>45.37–45.53</u> 45.47	<u>46.46–48.56</u> 47.22	<u>46.46–52.94</u> 49.64	47.49	<u>64.94–74.37</u> 69.40	<u>45.48–57.13</u> 51.38	<u>61.63–76.37</u> 72.49
TiO ₂	<u>0.56–0.63</u> 0.59	<u>1.13–1.36</u> 1.24	<u>1.15–2.55</u> 1.88	2.34	<u>0.11–0.87</u> 0.54	<u>0.93–1.93</u> 1.28	<u>0.07–1.07</u> 0.31
Al ₂ O ₃	<u>6.51–7.59</u> 6.88	<u>11.54–15.13</u> 13.25	<u>15.46–19.88</u> 18.32	18.95	<u>14.32–16.61</u> 15.19	<u>14.79–17.87</u> 16.35	<u>13.20–15.80</u> 14.16
Fe ₂ O ₃ *	<u>10.46–11.12</u> 10.80	<u>9.55–12.35</u> 10.89	<u>8.26–13.32</u> 10.86	13.07	<u>1.04–5.90</u> 4.02	<u>7.49–12.38</u> 9.54	<u>1.07–6.02</u> 2.39
MnO	<u>0.17–0.18</u> 0.17	<u>0.12–0.19</u> 0.16	<u>0.12–0.20</u> 0.16	0.18	<u>0.02–0.09</u> 0.05	<u>0.14–0.17</u> 0.15	<u>0.02–0.09</u> 0.03
MgO	<u>22.46–24.74</u> 23.80	<u>10.01–15.07</u> 12.37	<u>2.96–8.23</u> 5.18	4.73	<u>0.20–2.44</u> 1.26	<u>3.85–9.81</u> 6.18	<u>0.19–4.03</u> 0.85
CaO	<u>8.61–8.88</u> 8.71	<u>6.62–9.69</u> 8.64	<u>6.77–10.41</u> 8.14	8.04	<u>0.99–4.52</u> 2.70	<u>6.08–10.00</u> 8.42	<u>0.70–5.29</u> 2.06
Na ₂ O	<u>1.19–1.56</u> 1.35	<u>1.96–4.41</u> 2.62	<u>2.00–4.01</u> 3.23	3.19	<u>2.15–3.58</u> 3.06	<u>0.91–4.15</u> 3.19	<u>2.65–4.75</u> 3.66
K ₂ O	<u>0.51–0.56</u> 0.53	<u>0.35–0.67</u> 0.46	<u>0.28–1.48</u> 0.72	0.38	<u>1.70–3.67</u> 2.66	<u>0.88–2.30</u> 1.71	<u>1.17–4.76</u> 3.19
P ₂ O ₅	<u>0.09–0.14</u> 0.12	<u>1.13–0.47</u> 0.27	<u>0.21–0.83</u> 0.49	0.89	<u>0.07–0.55</u> 0.20	<u>0.27–0.68</u> 0.42	<u>0.04–0.40</u> 0.12

Примечание. Над чертой — min–max, под чертой — среднее, *n* — количество анализов.

обнажений в биотит-силлиманит-кордиеритовых сланцах фиксируются структуры растяжения в пластичных кордиерит-биотитовых прослоях и складки волочения, сложенные кварц-плагиоклазовым материалом (рис. 6, а, б).

В контактовом ореоле габброидов Баянкольского массива наблюдается широкий спектр минеральных фаз, отвечающих как региональному, так и контактовому метаморфизму, связанному с внедрением базитовых расплавов. К минералам контактового метаморфизма относятся кварц, плагиоклаз, кордиерит, гранат, силлиманит, биотит. Гранаты образуют скопления со структурами синкинематического вращения и растворения. Вокруг них образуются тени давления, сложенные кордиеритом, биотитом и кварцем (см. рис. 6, в). Силлиманит приурочен к структурам растяжения *C/S* типа (см. рис. 6, в). Кинематика деформаций, зафиксированная в ориентированных петрографических шлифах, с учетом направления минеральной линейности отвечает взбросовбросам.

Биотит часто расположен несогласно с общей вытянутой минеральной линейностью пород. Посткинематический характер биотита, по-видимому, связан с постдеформационной статической рекристаллизацией на регрессивной стадии при быстром остывании пород. На это же указывает низкое содержание TiO₂ (1.84–2.49, табл. 3) в составе минерала [Ушакова, 1971].

Параметры давления и температуры в контактовом ореоле габброидов на северо-восточном контакте Баянкольского массива были рассчитаны по синкинематическим минеральным парагенезисам Qtz + Pl₂₅ + Grt₈₅ + Crd₃₃ + Sil (табл. 4–6). *PT*-параметры соответствуют *T* = 600–620 °C и *P* = 4.3 кбар (рис. 7).

На западном контакте Баянкольского полифазного массива гранитоиды контактируют с мигматитами эрзинского комплекса. В экзоконтакте зафиксировано чередование гранитов и мигматитов, а в эндоконтактной зоне наблюдаются многочисленные теневые структуры вмещающих метаморфиче-

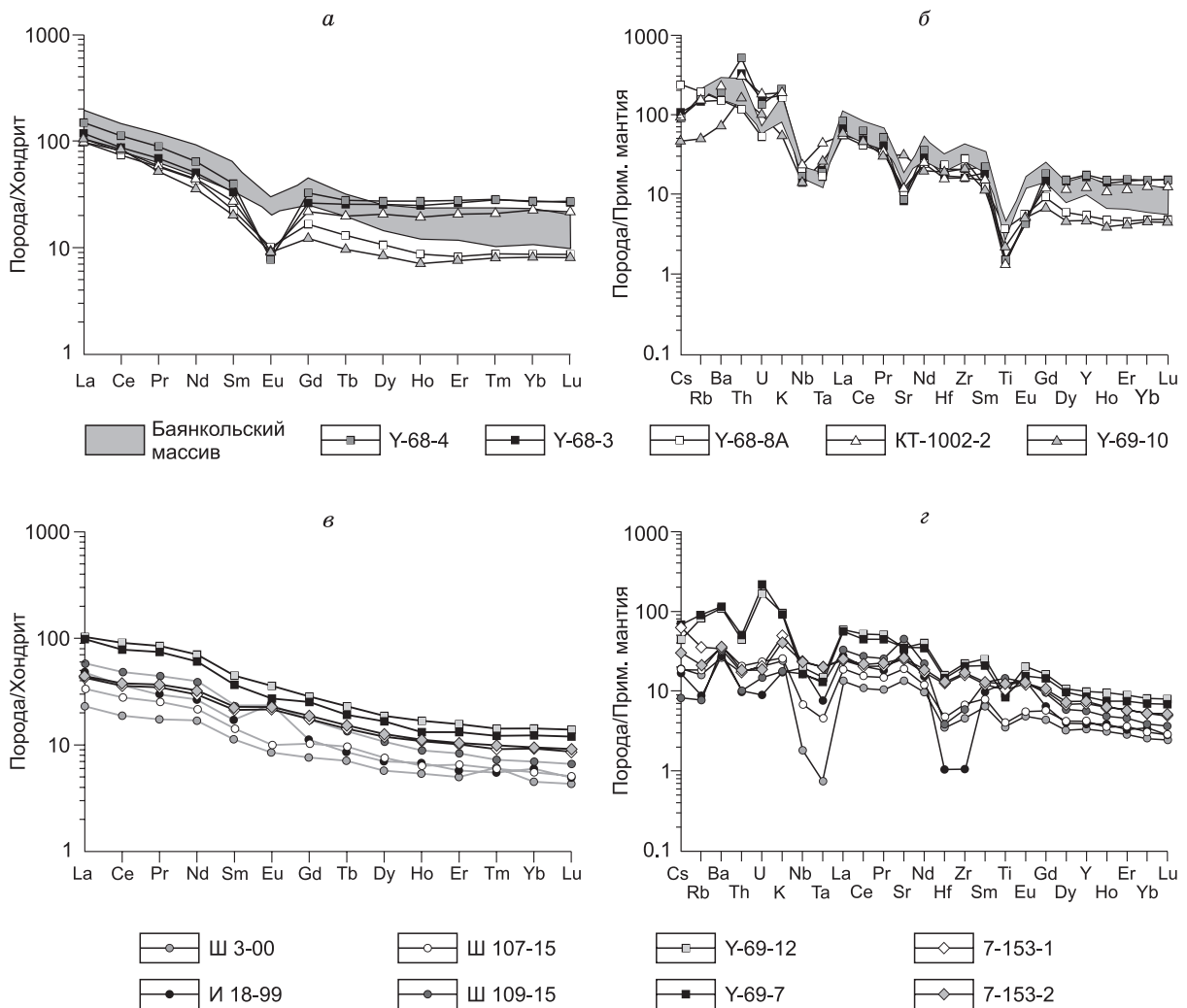


Рис. 4. Спектры распределения РЗЭ (нормированы по хондриту CI [Boynnton, 1984]) и спайдер-диаграммы (нормированы по примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985]) для базитов и гранитоидов Баянкольского массива и минглинг-даек.

a, б — граниты; *в, г* — базиты.

ских пород (см. рис. 6, *д*). Непосредственно в мигматитах отмечены признаки выплавления и сегрегации гранитного расплава (см. рис. 6, *е*). *PT*-параметры метаморфизма и гранитообразования отвечают $T = 790\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 5.4\text{ кбар}$. На мигматит-граниты эрзинского комплекса наложены вязкопластичные деформации с левосдвиговой кинематикой [Кармышева и др., 2017].

Минглинг-дайки характеризуются сочетанием пластичных, хрупкопластичных и хрупких деформаций. Наблюдается вязкопластичная фрагментация габброидов с пассивным заполнением пространства кислыми расплавами, структуры волочения и течения, а также элементы сдвиговых структур взбросового характера — формирование индикаторных структур *C/C'* типа, сложенных гранитными прожилками (рис. 8).

Во внутреннем строении даек зачастую отмечаются хрупкие деформации: разрывы фрагментов базитов с заполнением трещин растяжения кислым материалом, выплавившимся из вмещающих гранитоидов. Иногда структуры напоминают «магматические брекчии», образовавшиеся путем разрыва базитовых нодулей с заполнением пространства пегматоидным материалом.

В породах из мафической части даек отмечаются структуры растяжения с минеральной линейностью по биотиту. На контактах с салической частью иногда наблюдаются линейно вытянутые вдоль контакта призматические агрегаты роговой обманки и плагиоклаза.

Таблица 2. Содержание петрогенных компонентов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных образцах пород Баянкольского массива

Компо- нент	Граниты						Меланократовые габброанориты			Лейкокраповый габброанорит		Моно- диорит	Салическая часть						Диориты		Габбро	
	АГ-327	АГ-316	АГ-315	АГ-324	Р-667	АГ- 332/1	ШЗ-00	ШШ07- 15	И118-99	Ш109-15	У-68-3		У-68-4	У-68- 8А	У-68- 8Б	У-68- 10	КТ- 1002-2	У-69-10	У-69- 12	У-69-7	7-153-1	7-153-2
SiO ₂	68.53	70.74	70.53	69.32	70.70	65.65	45.52	45.53	48.21	47.49	76.37	74.97	69.38	69.57	61.63	74.56	71.79	49.82	52.32	45.48	46.05	
TiO ₂	0.70	0.45	0.56	0.66	0.56	0.72	0.56	0.63	2.01	2.34	0.21	0.25	0.60	0.68	1.07	0.21	0.36	1.47	1.31	1.64	1.93	
Al ₂ O ₃	14.88	15.07	14.88	15.07	14.68	16.19	6.51	7.59	19.46	18.95	13.20	13.55	14.11	13.67	15.16	13.68	14.86	17.87	17.07	15.40	15.68	
FeO*	4.91	3.27	4.26	4.54	3.57	5.03	10.46	11.12	11.77	13.07	1.93	2.20	4.92	5.32	6.02	2.01	3.30	10.43	9.45	12.17	12.38	
MnO	0.06	0.03	0.02	0.06	0.06	0.06	0.17	0.17	0.20	0.18	0.03	0.03	0.06	0.07	0.09	0.03	0.03	0.17	0.15	0.15	0.16	
MgO	1.50	0.81	1.22	1.33	0.80	1.84	24.74	22.46	4.02	4.73	0.48	0.44	1.73	1.90	4.03	0.51	0.86	5.51	5.33	7.66	7.05	
CaO	2.68	2.26	2.40	2.40	2.22	3.25	8.64	8.61	8.14	8.04	0.84	0.70	1.81	1.39	5.29	1.05	3.31	8.16	7.53	9.36	10.00	
Na ₂ O	3.02	3.28	2.79	2.84	3.23	3.58	1.29	1.19	3.74	3.19	3.30	3.16	3.19	2.65	3.13	3.16	4.30	3.50	3.60	2.87	3.06	
K ₂ O	1.81	3.24	2.55	2.85	3.62	2.45	0.51	0.56	0.37	0.38	3.79	4.47	3.58	4.38	2.54	4.08	1.18	2.05	1.96	1.05	0.88	
P ₂ O ₅	0.15	0.18	0.18	0.19	0.15	0.25	0.12	0.14	0.55	0.89	0.05	0.06	0.05	0.05	0.40	0.16	0.17	0.61	0.48	0.27	0.27	
П.п.п.	0.91	—	—	0.85	0.90	1.00	1.06	1.04	1.19	0.49	0.69	0.87	0.81	0.69	0.72	1.26	0.85	1.39	0.99	1.81	1.84	
Сумма	99.15	99.33	99.39	100.11	100.49	100.02	99.58	99.43	99.66	99.54	100.33	99.98	99.59	99.86	99.51	99.63	100.24	99.74	99.35	97.86	99.29	
Th	13.5	15.0	17.9	14.6	17.6	8.2	1.07	1.31	0.63	0.65	2.1	3.3	7.5	3.3	11.4	19.4	10.6	2.8	3.2	1.08	1.17	
U	1.06	1.00	1.06	1.00	1.23	1.15	0.37	0.42	0.16	0.27	2.8	2.4	0.94	0.59	4.0	3.2	1.81	3.0	3.9	0.36	0.33	
Rb	92	80	114	96	106	113	8.83	9.95	4.79	4.27	81	91	106	118	76	84	27	45	49	19.05	11.65	
Ba	1067	1360	1472	1170	1211	800	132.9	186.84	138.44	159.97	772	999	779	1072	629	1155	377	554	577	173.18	181.16	
Sr	252	248	333	259	245	327	238.2	335.83	540.20	801.30	147	155	191	178	438	212	568	616	623	438.73	459.42	
La	44	53	58	46	60	33	7.25	10.24	15.08	17.96	37	46	30	17.4	28	30	33	32	31	13.30	13.78	
Ce	85	102	115	89	117	65	15.34	22.14	29.70	38.35	70	90	59	31	57	66	68	74	64	29.00	30.66	
Pr	10.1	12.5	13.6	10.8	14.4	7.7	2.14	3.03	3.72	5.31	8.4	10.8	7.0	3.4	8.1	7.1	6.3	10.4	9.1	4.25	4.51	
Nd	39	47	51	42	55	29	10.28	12.71	16.20	23.37	30	39	26	12.1	33	26	21	42	36	17.89	19.51	
Sm	8.8	10.3	11.7	8.9	12.3	6.6	2.22	2.72	3.37	4.50	6.5	7.8	4.4	1.67	6.5	5.3	3.9	8.7	7.2	4.16	4.45	
Eu	1.75	1.68	2.2	1.49	1.87	1.62	0.63	0.72	1.75	1.70	0.60	0.57	0.74	0.64	1.32	0.68	0.67	2.6	2.0	1.59	1.67	
Gd	8.0	8.9	11.0	9.0	11.7	6.7	1.99	2.61	2.93	4.37	6.8	8.4	4.3	1.57	6.6	5.6	3.2	7.4	6.6	4.53	4.88	
Tb	1.02	1.10	1.47	1.17	1.51	0.94	0.34	0.45	0.41	0.62	1.21	1.32	0.62	0.19	1.05	0.94	0.46	1.10	0.91	0.67	0.73	
Dy	5.4	5.1	7.6	6.3	8.1	4.6	1.86	2.39	2.28	3.39	8.2	8.8	3.4	0.85	6.0	6.6	2.7	6.0	5.4	3.86	4.09	
Ho	1.16	1.05	1.48	1.35	1.69	0.87	0.39	0.45	0.49	0.62	1.78	1.96	0.62	0.15	1.25	1.38	0.51	1.21	0.95	0.78	0.81	
Er	3.2	2.8	4.1	3.6	5.0	2.5	1.06	1.34	1.22	1.72	5.5	5.8	1.73	0.43	3.6	4.3	1.59	3.3	2.8	2.13	2.20	
Tm	0.50	0.42	0.60	0.57	0.76	0.34	0.20	0.19	0.18	0.23	0.91	0.92	0.28	0.070	0.57	0.68	0.26	0.46	0.40	0.30	0.32	
Yb	3.3	2.7	3.8	3.5	4.9	2.3	0.95	1.13	1.26	1.43	5.7	5.6	1.82	0.43	3.7	4.7	1.70	3.0	2.6	1.94	1.99	
Lu	0.46	0.39	0.50	0.48	0.66	0.32	0.14	0.16	0.16	0.21	0.86	0.88	0.28	0.065	0.57	0.70	0.26	0.45	0.39	0.28	0.30	
Zr	317	260	354	280	315	218	37.54	55.43	8.69	48.49	137	170	237	247	184	135	175	183	169	133.48	142.17	
Hf	7.8	6.4	8.8	7.0	7.9	5.4	0.94	1.27	0.28	1.05	4.6	5.6	6.4	6.4	5.3	4.3	5.2	4.2	3.9	3.33	3.46	
Ta	0.69	0.49	0.73	0.69	0.63	0.65	0.03	0.18	0.30	0.51	0.81	0.75	0.67	0.54	1.80	1.77	1.05	0.59	0.51	0.78	0.78	
Nb	10.7	9.1	12.3	10.4	9.7	9.7	1.01	3.72	10.81	8.99	7.9	9.9	11.9	10.0	30	13.2	7.8	11.0	9.1	13.30	12.84	
Y	42	34	53	45	58	34	11.28	14.31	13.13	19.32	55	60	18.5	4.6	38	42	16.1	33	29	23.91	25.50	
(La/Yb) _n	8.89	13.10	10.46	8.74	8.37	9.76	5.15	6.09	8.07	8.48	4.30	5.52	11.19	27.26	4.95	4.32	12.92	7.22	8.02	4.62	4.67	
Eu/Eu*	0.62	0.53	0.59	0.50	0.47	0.74	0.90	0.82	1.67	1.16	0.27	0.21	0.51	1.20	0.61	0.38	0.56	0.98	0.88	1.11	1.09	

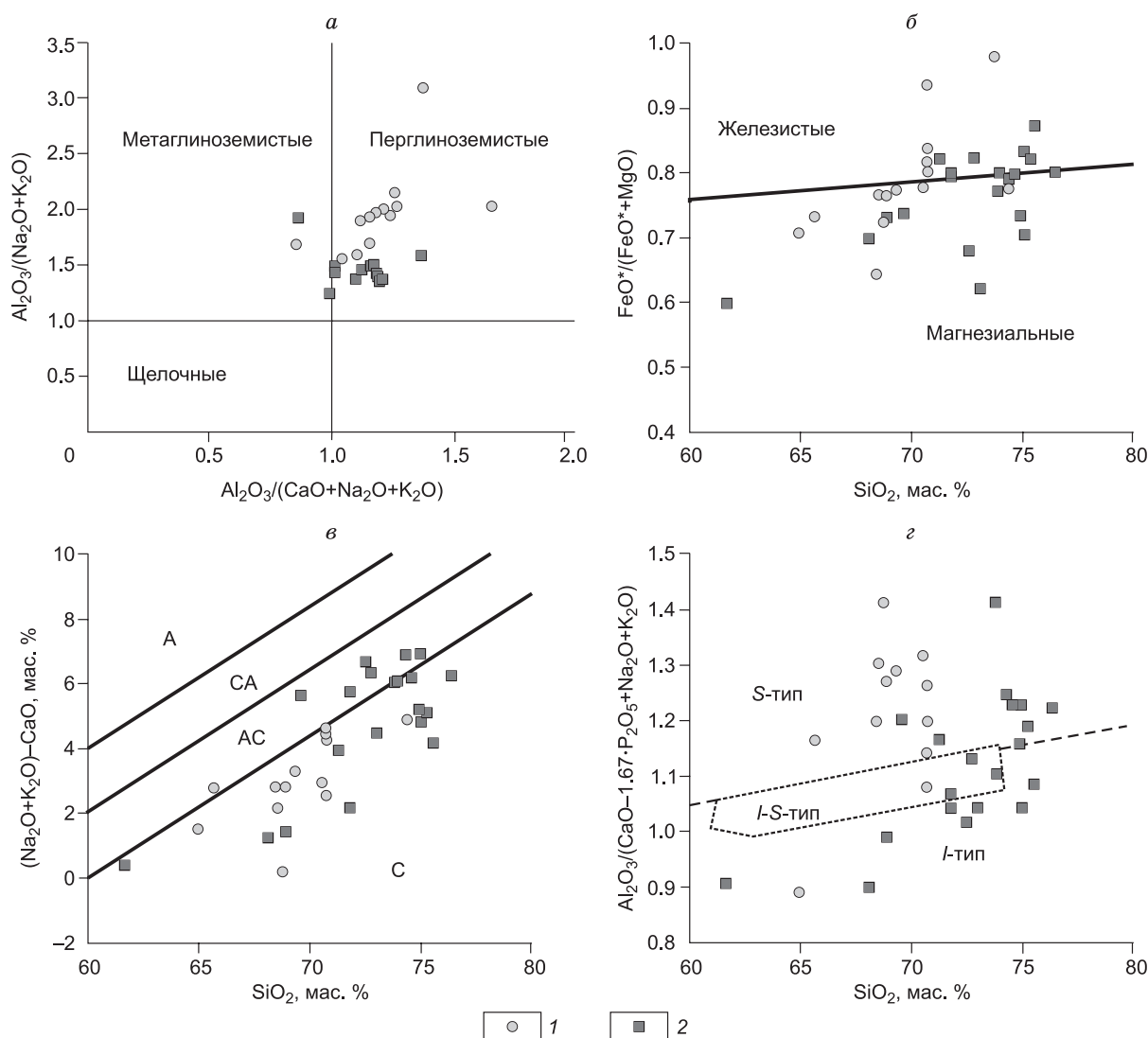


Рис. 5. Диаграммы $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ — $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, по [Maniar, Piccoli, 1989], (а); $(\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO})$ — SiO_2 , по [Frost et al., 2001], (б); $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{CaO} - \text{SiO}_2$, по [Frost et al., 2001], (в); $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} - 1.67 \text{P}_2\text{O}_5 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ — SiO_2 , по [Liew et al., 1989], (г).

С — известковистые, АС — щелочно-известковистые; СА — известково-щелочные, А — щелочные; I — гранитоиды Баянкольского массива, 2 — гранитоиды минглинг-даек.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возрастной рубеж 495 ± 5 млн лет в эволюции Западного Сангилен характеризуется пиком коллизийных событий и сменой режима транспрессии на режим транстенсии [Владимиров и др., 2017]. Режим сжатия со сдвигом привел к снижению общего литостатического давления, фрагментации и реактивации Эрзинской тектонической зоны с формированием внутри нее локальных зон растяжения. Данные обстановки способствовали подъему основных расплавов в нижние и средние уровни коры, что привело к дополнительному прогреву вмещающих пород.

PT-параметры, определенные для контактового ореола габброидов Баянкольского массива ($T = 600$ — 620 °С и $P = 4.3$ кбар), подтверждают его внедрение в область пониженного давления. Детальные структурные изучения контактового ореола (синкинематический рост минеральных фаз контактового метаморфизма, индикаторные кинематические структуры во вмещающих породах) однозначно указывают на вертикальный транспорт базитового расплава с вовлечением в деформации пород непосредственного контакта. Изменение реологического поведения и ороговикование вмещающих пород позволяют говорить, что внедрение базитовых магм послужило дополнительным источником тепла для

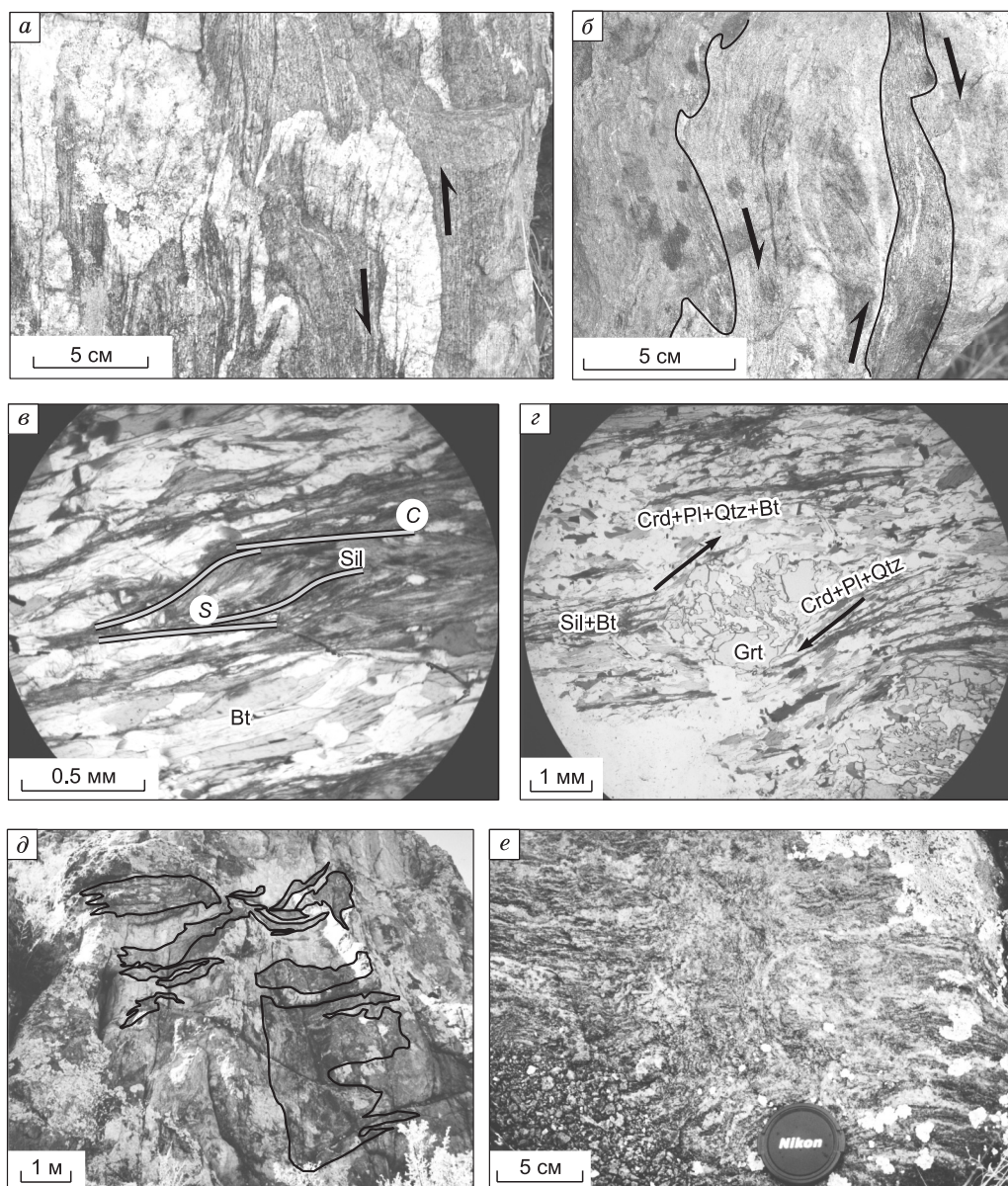


Рис. 6. Индикаторы синтектонического внедрения габброидов (а—z) и гранитообразования в Байанкольском габбро-гранитном массиве (d, e).

а, б — складки пластического течения и волочения во вмещающих биотит-силлиманит-кордиеритовых сланцах (северо-восточный контакт); в — индикаторные C/S структуры растяжения, сложенные силлиманитом (контактный ореол габброидов на северо-восточном контакте); z — вращение и растворение граната, сопровождаемое ростом новообразованных минеральных фаз (кордиерит, кварц, плагиоклаз) в зонах пониженного давления (контактный ореол габброидов на северо-восточном контакте); d — теньевые структуры мигматитов в гранодиоритах (юго-западный контакт); e — сегрегация гранитного расплава в мигматитах эрзинского комплекса (юго-западный контакт гранитов).

прогрева вмещающих метапелитов и анатектического выплавления гранитов и гранодиоритов, а сдвиговые деформации способствовали отделению и перемещению кислого расплава.

По данным изотопно-геохронологических исследований к возрастному рубежу 495 млн также приурочено становление отдельных минглинг-даек в Эрзинской тектонической зоне. Проведенный авторами комплекс структурно-петрологических исследований свидетельствует, что внедрение и становление Байанкольского массива и описываемых комбинированных даек происходило в одинаковых тектонических условиях. Как и в случае с Байанкольским массивом, внедрение базитов происходило по трещинам растяжения в локальных зонах пониженного давления. Дополнительный прогрев от базитовых расплавов и сброс литостатического давления в совокупности привели к плавлению вмещающих

Таблица 3. Представительные составы биотита в биотит-силлиманит-кордиеритовых сланцах в контактовом ореоле габброидов Баянкольского массива

Компонент	М-343		
	1	2	3
SiO ₂ , мас. %	35.02	35.17	35.46
TiO ₂	2.49	2.01	1.84
Al ₂ O ₃	19.34	20.03	19.43
FeO	18.49	18.76	18.68
MgO	9.64	9.69	10.45
MnO	0.03	0.02	0.04
Na ₂ O	0.15	0.13	0.15
K ₂ O	8.38	7.85	8.26
Сумма	93.65	93.76	93.46
Si, ф. ед.	2.69	2.68	2.71
Ti	0.14	0.12	0.11
Al	1.75	1.80	1.75
Fe ²⁺	1.19	1.20	1.13
Mg	1.10	1.10	1.19
Mn	0	0	0
Na	0.02	0.02	0.02
K	0.82	0.76	0.81
Fe/(Fe+Mg)	0.52	0.52	0.49

Примечание. Здесь и в табл. 4—6: анализы минералов выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе с электронным зондом Camebax-Micro (аналитик О.С. Хмельникова, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Таблица 4. Представительные составы граната в биотит-силлиманит-кордиеритовых сланцах в контактовом ореоле габброидов Баянкольского массива

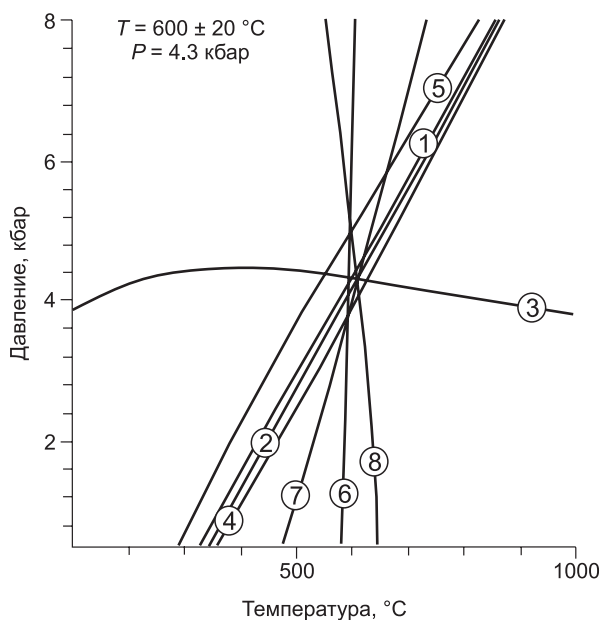
Компонент	М-343						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂ , мас. %	37.24	36.80	36.85	36.63	36.64	37.08	36.89
Al ₂ O ₃	21.11	20.77	21.00	20.63	20.72	20.86	20.85
FeO	35.26	36.52	35.83	36.49	36.12	34.75	35.08
MgO	3.91	3.32	3.89	3.23	3.42	4.33	4.24
MnO	1.35	1.25	1.14	1.29	1.24	1.25	1.47
CaO	0.77	0.63	0.61	0.95	0.83	0.75	0.58
Na ₂ O	0.02	0.04	0.01	0.03	0.04	0.02	0.02
Сумма	99.74	77.50	99.47	99.36	99.07	99.14	99.32
Si, ф. ед.	3.00	2.99	2.98	2.98	2.99	3.00	2.98
Al	2.00	1.99	2.00	1.98	1.99	1.99	1.99
Fe ²⁺	2.38	2.48	2.43	2.49	2.46	2.35	2.37
Mg	0.47	0.40	0.47	0.39	0.42	0.52	0.51
Mn	0.09	0.09	0.08	0.09	0.09	0.09	0.10
Na	0	0.01	0	0.01	0.01	0	0
Ca	0.07	0.06	0.05	0.08	0.07	0.07	0.05
X _{Alm}	0.79	0.82	0.80	0.82	0.81	0.78	0.78
X _{Prp}	0.16	0.13	0.15	0.13	0.14	0.17	0.17
X _{Spss}	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
X _{Gross}	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Fe/(Fe + Mg)	0.83	0.86	0.84	0.86	0.86	0.82	0.82

Таблица 5. Представительные составы кордиерита в биотит-силлиманит-кордиеритовых сланцах в контактовом ореоле габброидов Баянкольского массива

Компонент	М-343					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂ , мас. %	48.58	49.00	47.82	48.54	48.11	48.00
Al ₂ O ₃	32.96	32.95	32.50	32.80	32.62	32.96
FeO	7.77	7.44	7.92	7.89	7.85	7.79
MgO	8.66	8.65	8.68	8.52	8.75	8.74
MnO	0.07	0.09	0.06	0.07	0.05	0.07
Na ₂ O	0.13	0.21	0.10	0.08	0.10	0.17
Сумма	98.22	98.48	97.14	97.94	97.54	97.76
Si, ф. ед.	5.00	5.02	4.98	5.01	4.99	4.96
Al	3.99	3.98	3.99	3.99	3.98	4.02
Fe ²⁺	0.67	0.64	0.69	0.68	0.68	0.67
Mg	1.33	1.32	1.35	1.31	1.35	1.35
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03
Fe/(Fe + Mg)	0.33	0.33	0.34	0.34	0.33	0.33

Таблица 6. Представительные составы плагиоклаза в биотит-силлиманит-кордиеритовых сланцах в контактовом ореоле габброидов Баянкольского массива

Компонент	М-343		
	1	2	3
SiO ₂ , мас. %	61.80	63.05	61.08
Al ₂ O ₃	23.89	23.45	24.49
Na ₂ O	8.83	8.99	8.32
CaO	5.38	4.87	5.92
Сумма	100.05	100.50	99.93
Si, ф. ед.	2.74	2.78	2.72
Al	1.25	1.22	1.28
Na	0.76	0.77	0.72
Ca	0.26	0.23	0.28
X _{An}	0.25	0.23	0.28
X _{Ab}	0.75	0.77	0.72



пород и формированию новых порций гранитного расплава, заполнившего трещины растяжения в частично закристаллизовавшихся базитах. Смешение контрастных по составу расплавов в минглинг-дайках Западного Сангилена отвечает различным механизмам [Яковлев и др., 2016; Владимиров и др., 2017; Цыганков и др., 2018], однако для всех них общей чертой является внедрение базитов в зоны пониженного давления в условиях тектонических деформаций (табл. 7).

Рис. 7. Параметры метаморфизма в контактовом ореоле габброидов Баянкольского массива.

Расчет температуры и давления произведен в программе TWQ 2.02 [Berman, Aranovich, 1996]. 1 — $4\text{Sil} + 5b\text{Qtz} + 2\text{Alm} = 3\text{fCrd}$; 2 — $2\text{Sil} + b\text{Qtz} + \text{Grs} = 3\text{An}$; 3 — $4\text{Sil} + 5b\text{Qtz} + 2\text{Prp} = 3\text{Crd}$; 4 — $6\text{Sil} + 5\text{Grs} + 3\text{fCrd} = 2\text{Alm} + 15\text{An}$; 5 — $2\text{Alm} + 6\text{An} + 3b\text{Qtz} = 2\text{Grs} + 3\text{fCrd}$; 6 — $3\text{Crd} + 2\text{Alm} = 3\text{fCrd} + 2\text{Prp}$; 7 — $3\text{Crd} + 5\text{Grs} + 6\text{Sil} = 2\text{Prp} + 15\text{An}$; 8 — $6\text{An} + 2\text{Prp} + 3b\text{Qtz} = 2\text{Grs} + 3\text{Crd}$.

Таблица 7. Характеристика баянкольской габбро-гранитной ассоциации

Параметр	Баянкольский полифазный габбро-гранитный массив	Комбинированные (минглинг) габбро-гранитные дайки
Геодинамическая позиция	Коллизионное горно-складчатое сооружение кембро-ордовикского возраста, сформировавшееся при столкновении Таннуольской островной дуги и Тувино-Монгольского микроконтинента	
Геодинамические обстановки	Постколлизионный период в эволюции коллизионной зоны, характеризующийся переходом от транспрессии к сдвигово-раздвиговой трансенсии с левосторонней кинематикой	
Тектоническая позиция	Пространственное расположение в пределах Эрзинской тектонической зоны в областях локального растяжения	
Тектонические обстановки	Реактивация Эрзинской тектонической зоны на рубеже 495 млн лет, сопровождающаяся деформациями с субгоризонтальной левосдвиговой кинематикой и фрагментацией Эрзинской тектонической зоны	
Изотопно-геохронологические данные (базиты)	489 ± 3 млн лет, Ar/Ar, Hbl [Изох и др., 2001]; 496.5 ± 3.6 млн лет, U/Pb, Zrn [Козаков и др., 1999]	484.7 ± 12 млн лет, U/Pb, Zrn; 490 ± 16 млн лет, U/Pb, Zrn [Цыганков и др., 2018]
Изотопно-геохронологические данные (граниты)	507 ± 14 млн лет, U/Pb, Zrn [Козаков и др., 2001]	494.9 ± 4.5 млн лет, U/Pb, Zrn; 479.1 ± 24 млн лет, U/Pb, Zrn [Цыганков и др., 2018]
Основные породы		
Петрографический состав	Биотитсодержащие роговообманково-оливиновые и роговообманковые габбронориты (Orx + Cpx + Ol + Pl + Hbl + Bt), монцодиориты (Pl + Cpx + Opx + Hbl + Bt + Kfs ± Qtz)	Амфиболовые монцогаббро (Hbl + Kfs + Pl + Bt + Qtz), диориты (Hbl + Pl + Bt + Qtz)
Содержание петрогенных компонентов, мас. %	SiO ₂ = 45.37—52.94 Na ₂ O + K ₂ O = 1.75—5.08 TiO ₂ = 0.56—2.55 MgO = 2.96—24.74 (см. также табл. 1)	SiO ₂ = 45.48—57.13 Na ₂ O + K ₂ O = 2.82—6.45 TiO ₂ = 0.93 до 1.93 MgO = 3.85—9.81 (см. также табл. 1)
Петрогеохимия	(La/Yb) _n = 5.15—8.07 (Eu/Eu*) _n = 0.9—1.67 Обогащенные Cs, Rb, U, Th, K, Sr Обедненные Ta, Nb, Zr, Hf	(La/Yb) _n = 4.62—8.02 (Eu/Eu*) _n = 0.88—1.11 Обогащенные Cs, Rb, U, Th, K Обедненные Nb, Hf, Ti
Салические породы		
Петрографический состав	Биотитовые гранодиориты (Qtz + Pl + Kfs + Bt + Grt + Hbl), граниты (Qtz + Pl + Kfs + Bt + Ms)	Граносиениты (Qtz + Pl + Kfs + Bt + Hbl), лейкограниты (Qtz + Pl + Kfs + Bt)
Содержание петрогенных компонентов, мас. %	SiO ₂ = 64.94—74.37 Na ₂ O + K ₂ O = 3.85—6.99 K ₂ O = 0.70—3.67 A/CNK = 0.86—1.66	SiO ₂ = 61.63—76.37 Na ₂ O + K ₂ O = 5.48—8.22 K ₂ O = 1.17—4.76 A/CNK = 0.86—1.37
Петрогеохимия	(La/Yb) _n = 8.37—13.10 (Eu/Eu*) _n = 0.47—0.74 Обедненные Nb, Ti и Sr	(La/Yb) _n = 4.3—27.26 (Eu/Eu*) _n = 0.21—1.2 Обедненные Nb, Ti и Sr

Петрохимические данные указывают на некоторую разницу в составах базитовой части минглинг-даек и составами основных пород Баянкольского массива. Среди базитов минглинг-даек отсутствуют составы с содержанием MgO более 11 мас. %, которые обнаруживаются среди габброидов Баянкольского массива. Магнезиальные составы габброидов в Баянкольском массиве типичны для меланократовых пород с криптовой и кумулятивной структурами, что свидетельствует о накоплении оливина. В целом составы основных пород Баянкольского массива отражают дифференциацию базитового расплава внутри камеры [Шелепаев и др., 2018]. Наиболее близкими к составам базитового компонента минглинг-даек по содержанию MgO, CaO, TiO₂ являются более дифференцированные лейкократовые габбронориты. Содержание Al₂O₃ и K₂O в базитах минглинг-даек и Баянкольского массива отличается: содержание глинозема в лейкократовых габброноритах выше (15.46—19.88 мас. %), а K₂O несколько ниже (0.28—1.48 мас. %), чем в базитовой компоненте минглинг-даек (14.79—17.87 и 0.88—2.30 мас. % соответственно). Такое изменение составов для мафической части минглинг-даек может быть связано с взаимодействием базитовой и кислой магм и обогащением коровым материалом.

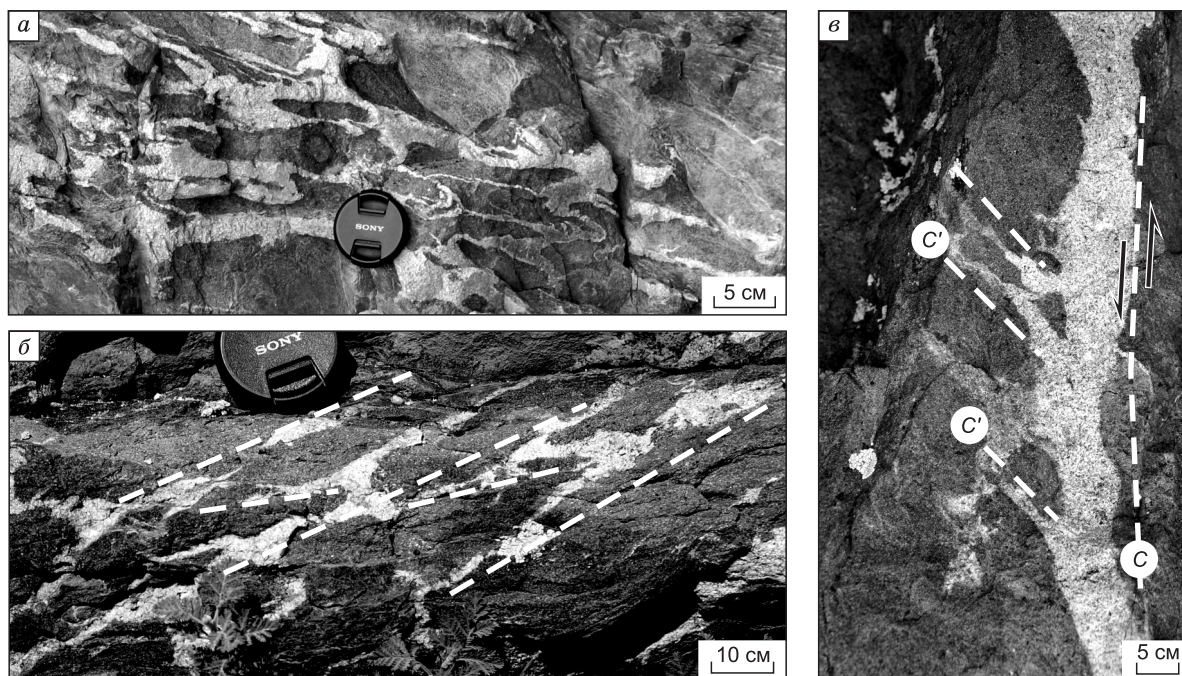


Рис. 8. Структуры магматического минглинга.

a — вязкопластичное течение и растяжение базитовых нодулей и гранитного расплава; *б* — заполнение гранитным материалом трещин растяжения в базитах; *в* — субвертикальные *C/C'* структуры растяжения, выполненные гранитами минглинг-даек.

Содержание редких и редкоземельных элементов в базитовой части минглинг-даек всегда в среднем более высокое по сравнению с габброидами Баянкольского массива. В то же время содержание РЗЭ в базитах даже выше, чем в некоторых кислых породах минглинг-даек (см. рис. 2, *в*). Увеличение содержания тяжелых лантаноидов не может быть объяснено влиянием кислого расплава, однако подобные факты могут быть связаны с увеличением содержания некогерентных элементов в ходе фракционирования исходной базитовой магмы в промежуточных камерах. Внедрение остаточных расплавов, обогащенных некогерентными элементами и формирующих базитовую составляющую минглинг-даек, подтверждается их петрохимической корреляцией с дифференцированными лейкократовыми габброноритами и монцодиоритами Баянкольского массива.

Салический материал даек характеризуется широким спектром составов ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.48\text{—}8.22$ мас. %, $\text{A/CNK} = 0.86\text{—}1.37$), что связано с различными источниками его образования. В одном случае кислая составляющая образовалась за счет гранитной мелкозернистой дайки, пересеченной базитами, что привело к формированию минглинг-структур [Яковлев и др., 2016]. В других случаях составы кислых магм комбинированных даек связаны с вмещающими породами: биотит-гранатовыми гранитами эрзинского комплекса и порфирированными (Kfs) биотит-амфиболовыми гранитами Матутского массива. Их частичное подплавление и реоморфизм привели к образованию кислого расплава, заполнившего вязкие трещины растяжения в базитах комбинированных даек.

Несмотря на широкие спектры составов, кислые породы Баянкольского массива и минглинг-даек не показывают резких различий по основным петрогеохимическим параметрам. Зарождение и перемещение гранитного материала связаны со сбросом давления при смене тектонического режима и дополнительным прогревом при внедрении порций базитового расплава по ослабленным зонам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выделение баянкольской габбро-гранитной ассоциации в пределах Западного Сангиленга опирается на авторские структурно-петрологические исследования, дающие информацию о режиме и механизмах внедрения расплавов различного состава в ограниченный период времени синколлизонной тектонической активности. Опубликованные в открытой печати изотопно-геохронологические данные позволили определить данный временной интервал становления исследуемых объектов, и петрогеохимические данные подтвердили общие черты Баянкольского массива и одновозрастных с ним минглинг-

даек. Проведенный комплекс исследований позволил объединить их в единую ассоциацию и выделить ключевые характеристики:

1. Внедрение и становление мантийных базитовых и коровых гранитоидных магм происходило на рубеже 495 ± 5 млн лет в период начала позднеколлизийного этапа эволюции Западно-Сангиленского фрагмента коллизийного орогена на северо-западной окраине ТММ.

2. Существует пространственная приуроченность габбро-гранитных образований к проникающим тектоническим зонам Западно-Сангиленской сдвиговой системы. Положение тел габброидов и гранитов контролируется локальными зонами тектонического растяжения.

3. Базитовые магмы имеют сближенный петрохимический состав, что свидетельствует об их внедрении из единой камеры основного состава и дифференциации магмы в процессе подъема.

4. Выплавление, перемещение и становление коровых гранитоидов баянкольской ассоциации генетически связаны с тепловым воздействием со стороны порций базитового расплава и синтетектоническим падением литостатического давления.

5. Баянкольскую габбро-гранитную ассоциацию следует отнести к коллизийному синтетектоническому типу, формирующемуся в условиях нижней—средней коры.

Исследование выполнено по государственному заказу ИГМ СО РАН при финансовой поддержке РФФИ (проекты 16-05-01011, 18-05-00851, 18-05-00105, 18-35-00467, 18-35-00484), проекта Министерства образования и науки РФ № 5.1688.2017/ПЧ.

ЛИТЕРАТУРА

Александров Г.П., Журавлева З.А., Степанова М.В. Стратиграфия раннепротерозойских отложений Сангилен // *Материалы по геологии Тувинской АССР*. Вып. 3. Кызыл, 1974, с. 3—22.

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Буянтуев М.Д. Комбинированные дайки Западного Сангилен, ЮВ Тува: изотопный возраст, состав, петрогенезис // *Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения: Материалы Третьей Международной научной конференции (Новосибирск, 29 марта—1 апреля 2016 г.)* Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2016, с. 35—37.

Васюкова Е.А., Изох А.Э., Лавренчук А.В. Петрология сингранитных ордовикских даек (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Материалы научного совещания по интеграционным программам Отделения наук о Земле СО РАН. Т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2008, с. 56—58.

Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // *Петрология*, 2013, т. 21, № 2, с. 177—201.

Владимиров В.Г. Приконтактные деформации метаморфитов мугурской свиты района рек Морен и Солчер (Юго-Западный Сангилен) // *Комплексные геологические исследования Сангилен (Юго-Восточная Тува)*. Сборник научных трудов. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1987, с. 67—88.

Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектонометаморфической эволюции Сангилен (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // *ДАН*, 2005, т. 405, № 1, с. 82—88.

Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилен (ЮВ Тува): свидетельства развала коллизийной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // *Геодинамика и тектонофизика*, 2017, т. 8, № 2, с. 283—310.

Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Травин А.В., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В., Конц З. Возраст камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса Западного Сангилен на основании Ar/Ar и U/Pb датирования // *Геология и геофизика*, 2012, т. 53 (8), с. 998—1013.

Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г. Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилен (Юго-Восточная Тува) // *ДАН*, 2000, т. 370, № 4, с. 489—492.

Гоникберг В.Е. Геологическое строение и тектоническая природа раннекаледонской окраины Сангиленского массива Тувы: Автореф. дис.... к. г.-м. н. М., 1995, 28 с.

Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // *Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири. Материалы научно-практической конференции (31 октября — 2 ноября 2001 г., пос. Елань Кемеровской обл.)* Новосибирск, 2001, ИГиЛ СО РАН, с. 68—72.

Изох А.Э., Лавренчук А.В., Васюкова Е.А. Дайковый комплекс Западного Сангилен — проявление ордовикского мантийного магматизма // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания по программе фундаментальных исследований. Т. 1. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 143—144.

Изох Э.П., Юдалевич З.А., Пономарева А.П., Сухин М.В., Мушкин И.В., Шмулевич Г.Д., Пятков К.К., Пяновская И.А., Сандомирский Г.Г. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск, Наука, 1975, 518 с.

Ильин А.В., Моралев В.М. Докембрийские толщи Алтае-Саянской области // Советская геология, 1963, № 21, с. 51—58.

Каргополов С.А. Малоуглубинные гранулиты Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис.... к. г.-м. н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1997, 17 с.

Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Шелепаев Р.А., Яковлев В.А., Васюкова Е.А. Тектоническая позиция минглинг-даек в аккреционно-коллизивной системе ранних каледонит Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Геодинамика и тектонофизика, 2015, т. 6, № 3, с. 289—310.

Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Владимиров А.Г. Синкинематический гранитоидный магматизм Западного Сангилен (ЮВ Тува) // Петрология, 2017, т. 25, № 1, с. 92—118.

Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л., Наука, 1986, 144 с.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В., Ковач В.П., Кирнозова Т.И., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология, 1999а, т. 7, № 2, с. 174—190.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Котов А.Б., Ковач В.П. О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических датирований // Петрология, 1999б, т. 7, № 6, с. 631—643.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника, 2001, № 3, с. 22—43.

Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Короброобразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология, 2003, т. 11, № 5, с. 491—511.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., ПРОБЕЛ-2000, 2004, 192 с.

Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Наука, 1978, 231 с.

Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л., Наука, 1981, 156 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова, А.Ф. Морозова, Л.Н. Шарпенко. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 200 с.

Ушакова Е.Н. Биотиты метаморфических пород. М., Наука, 1971, 345 с.

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Яковлев В.А., Хубанов В.Б., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Буянтуев М.Д. Состав и U-Pb (LA-ICP-MS) изотопный возраст цирконов комбинированных даек Западного Сангилен (Тувино-Монгольский массив) // Геология и геофизика, 2019, т. 60(1), с. 55—78.

Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Зельтманн Р. Коллизивный базитовый магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (5), с. 653—672.

Яковлев В.А., Кармышева И.В., Владимиров В.Г. Геолого-структурная характеристика минглинг-даек Эрзинской тектонической зоны (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Петрология магматических и метаморфических формаций. Вып.8. Материалы всероссийской петрографической конференции с международным участием. Томск, Изд-во Томского ЦНТИ, 2016, с. 365—370.

Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO—MgO—CaO—Al₂O₃—TiO₂—SiO₂ // Contr. Miner. Petrol. 1996, № 126, p. 1—24.

Boynnton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

Cook N.D.J. Diorites and associated rocks in the Anglem Complex at The Neck, northeastern Stewart Island, New Zealand: an example of magma mingling // Lithos, 1988, v. 21, p. 247—262.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, № 3, p. 2035—2048.

Jacob K.H., Farmer G.L., Buchwaldt R., Bowring S.A. Deep crustal anatexis, magma mixing, and the generation of epizonal plutons in the Southern Rocky Mountains, Colorado // *Contr. Miner. Petrol.*, 2015, v. 169, p. 3—23.

Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zanzvilevich A.N., Reichow M. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian–Transbaikalian Belt: Evolution, petrogenesis and tectonic significance // *Lithos*, 2009, v. 113, p. 521—539.

Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. Neoproterozoic (similar to 800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongolia Massif (Siberia): island arc-continent collision at the northeast Rodinia margin // *Precambrian Res.*, 2001, v. 110, № 1-4, p. 109—126.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A.R., Zanettin B. A classification of igneous rocks and a glossary of terms. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 1989, 193 p.

Liew T.C., Finger F., Höck V. The Moldanubian granitoid plutons of Austria: chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting // *Chem. Geol.*, 1989, v. 76, p. 41—55.

Litvinovsky B.A., Zanzvilevich A.N., Wickham S.M., Jahn B.M., Vapnik Y., Kanakin S.V., Karmenov N.S. Composite dikes in four successive granitoid suites from Transbaikalia, Russia: The effect of silicic and mafic magma interaction on the chemical features of granitoids // *J. Asian Earth Sci.*, 2017, v. 136, p. 16—39.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1989, v. 101, p. 635—643.

Miller C.F., Miller J.S. Contrasting stratified plutons exposed in tilt blocks, Eldorado Mountains, Colorado River Rift, NV, USA // *Lithos*, 2002, v. 61, p. 209—224.

Perugini D., Poli G., Rocchi S. Development of viscous fingering between mafic and felsic magmas: evidence from the Terra Nova Intrusive Complex (Antarctica) // *Mineral. Petrol.*, 2005, v. 83, p. 151—166.

Sklyarov E.V., Fedorovsky V.S. Magma mingling: tectonic and geodynamic implications // *Geotectonics*, 2006, v. 40, № 2, p. 120—134.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its evolution and composition. London, Blackwell, 1985, 312 p.

*Рекомендована к печати 15 июня 2018 г.
Н.Н. Круком*

*Поступила в редакцию
13 марта 2018 г.*