



U-Pb AGE AND GEOCHEMICAL TYPIFICATION OF THE SARAM MASSIF ROCKS (WESTERN TRANSBAIKALIA): EARLY JURASSIC GRANITOID MAGMATISM

A.L. Elbaev ¹✉, I.V. Gordienko ¹, V.B. Khubanov ¹, N.S. Karmanov ², B.Zh. Zhalsaraev ¹

¹ Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 6a Sakhyanova St, Ulan-Ude 670047, Republic of Buryatia, Russia

² Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptyug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

ABSTRACT. The paper presents data on the geological position, age and features of the material composition of the Saram massif granitoids, located in the northwestern part of the Malkhan ridge of Western Transbaikalia. The structure of the massif involves two-phase rocks corresponding to syenite, early-phase moderate-alkali granite and late-phase leucogranite families. The silica content (wt. %) varies from 63.8 to 71.2 in the early-phase granitoids and from 73.2 to 77.1 in the late phases. The early-to-late-phase rocks of the massif are mostly ferruginous ($Fe^*=0.77-0.88$ and $0.80-0.93$, respectively). Based on a high modified alkaline lime index (MALI) (8.75–9.97) and relatively low SiO_2 contents, the early-phase rocks can be referred to as alkaline rocks, and the late-phase rocks – as calc-alkaline rocks. According to the aluminum saturation index, the early-phase rocks (0.93–1.07) correspond to moderate-to-high-alumina rocks, and the late-phase rocks (1.09–1.13) – to high-alumina formations. Granitoids are geochemically and mineralogically different from typical agpaitic A-type granites and correspond to a special group of aluminous A-type rocks. The two phase magmatic zircon U-Pb dating yielded the 175–177 Ma age (Early Jurassic). The formation of granitoids in the Saram massif is temporally synchronous with intensive orogenesis in Transbaikalia, probably caused by the closure of the Mongol-Okhotsk Ocean.

KEYWORDS: granitoid magmatism; quartz syenites; leucogranites; A-type granitoids; fractional crystallization; Western Transbaikalia

FUNDING: The study has been carried out as part of the state assignment of the Dobretsov Geological Institute SB RAS (project AAAA-A21-121011890029-4).



EDN: SEMPDY

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Alexey L. Elbaev, elbaev@ginst.ru

Received: April 26, 2024

Revised: October 10, 2024

Accepted: October 14, 2024

FOR CITATION: Elbaev A.L., Gordienko I.V., Khubanov V.B., Karmanov N.S., Zhalsaraev B.Zh., 2024. U-Pb Age and Geochemical Typification of the Saram Massif Rocks (Western Transbaikalia): Early Jurassic Granitoid Magmatism. *Geodynamics & Tectonophysics* 15 (6), 0795. doi:10.5800/GT-2024-15-6-0795

U-РЬ ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПОРОД САРАМСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): К ПРОБЛЕМЕ РАННЕЮРСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА

А.Л. Елбаев¹, И.В. Гордиенко¹, В.Б. Хубанов¹, Н.С. Карманов², Б.Ж. Жалсараев¹

¹Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Республика Бурятия, Россия

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

АННОТАЦИЯ. Приведены данные о геологической позиции, возрасте, особенностях вещественного состава гранитоидов Сарамского массива, расположенного в северо-западной части Малханского хребта Западного Забайкалья. В строении массива участвуют породы двух фаз, отвечающие семействам сиенитов, умеренно щелочных гранитов (ранняя фаза) и лейкогранитов (поздняя фаза). Содержание кремнезема (мас. %) в гранитоидах ранней фазы варьируется от 63.8 до 71.2, поздней фазы – от 73.2 до 77.1. Породы ранней и поздней фазы массива имеют повышенную железистость ($Fe^*=0.77-0.88$ и $0.80-0.93$). Высокий индекс MAlI (8.75–9.97) и содержания SiO_2 позволяют отнести породы ранней фазы к щелочному типу, а поздней – к щелочно-известковистому. По значению индекса насыщения алюминием породы ранней фазы (0.93–1.07) соответствуют умеренно и высокоглиноземистым породам, а поздней (1.09–1.13) – отвечают высокоглиноземистым образованиям. Гранитоиды по геохимическим и минералогическим характеристикам отличаются от типичных агпаитовых А-гранитов и соответствуют особой группе глиноземистых пород А-типа. Датирование магматических цирконов двух фаз позволило определить раннеюрский U-Pb возраст (175–177 млн лет). Формирование гранитоидов Сарамского массива по времени практически синхронно с интенсивным орогенезом в Забайкалье, вероятной причиной которого является закрытие Монголо-Охотского океана.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: гранитоидный магматизм; кварцевые сиениты; лейкограниты; гранитоиды А-типа; фракционная кристаллизация; Западное Забайкалье

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследование проводилось в рамках госзадания Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН (проект АААА-А21-121011890029-4).

1. ВВЕДЕНИЕ

В западной части Малханского хребта Западного Забайкалья широко распространены вулканогенные образования унгуркуйской и тамирской свит и комагматичные гранитоиды бичурского интрузивного комплекса, объединяемые в позднепалеозойскую Тамирскую вулканотектоническую структуру (ВТС) [Gordienko et al., 1998; State Geological Map..., 2002]. Считается, что наряду с пермскими вулканитами и гранитоидами в строении Тамирской ВТС участвуют щелочные сиениты и граниты куналейского комплекса раннего триаса, завершающие его формирование [State Geological Map..., 2002]. Проведенные нами геохронологические исследования в пределах Тамирской ВТС показали, что гранитоиды, относимые к третьей фазе бичурского интрузивного комплекса, формировались в течение двух этапов эндогенной активности – поздне триасового (237 млн лет) и раннеюрского (190–176 млн лет) [Elbaev et al., 2020, 2023]. Схожие геохронологические данные получены по гранитоидам, распространенным восточнее Тамирской структуры в бассейне р. Унго [Gordienko et al., 2023].

В связи с этим возникают вопросы об условиях образования, масштабах проявления и тектонической обстановке гранитоидного магматизма в раннеюрское время. При этом отметим, что массивы раннеюрских

гранитоидов сложены исключительно лейкогранитами и геохимическая типизация их вызывала большие трудности, связанные обычно с «фракционированным» характером данных образований. Для решения обозначенных проблем изучены гранитоиды Сарамского массива, представленные по материалам геологосъемочных работ породами второй и третьей фазы бичурского комплекса [State Geological Map..., 2002].

2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ САРАМСКОГО МАССИВА

Сарамский гранитоидный массив находится в северо-западной части Малханского хребта на левом борту долины р. Хилок, вблизи села Топка (рис. 1). Он имеет неправильную вытянутую в широтном направлении форму и занимает площадь примерно 95 км². В строении массива выделяются гранитоиды двух фаз бичурского комплекса, имеющие рвущие интрузивные взаимоотношения [State Geological Map..., 2002]. Наиболее ранними считаются крупнозернистые кварцевые сиениты, граносиениты и средне- и крупнозернистые граниты, развитые главным образом в южной и юго-западной части массива. Отметим, что граниты имеют крайне подчиненное распространение. Каких-либо непосредственных соотношений между кварцевыми сиенитами, граносиенитами и гранитами не обнаружено,

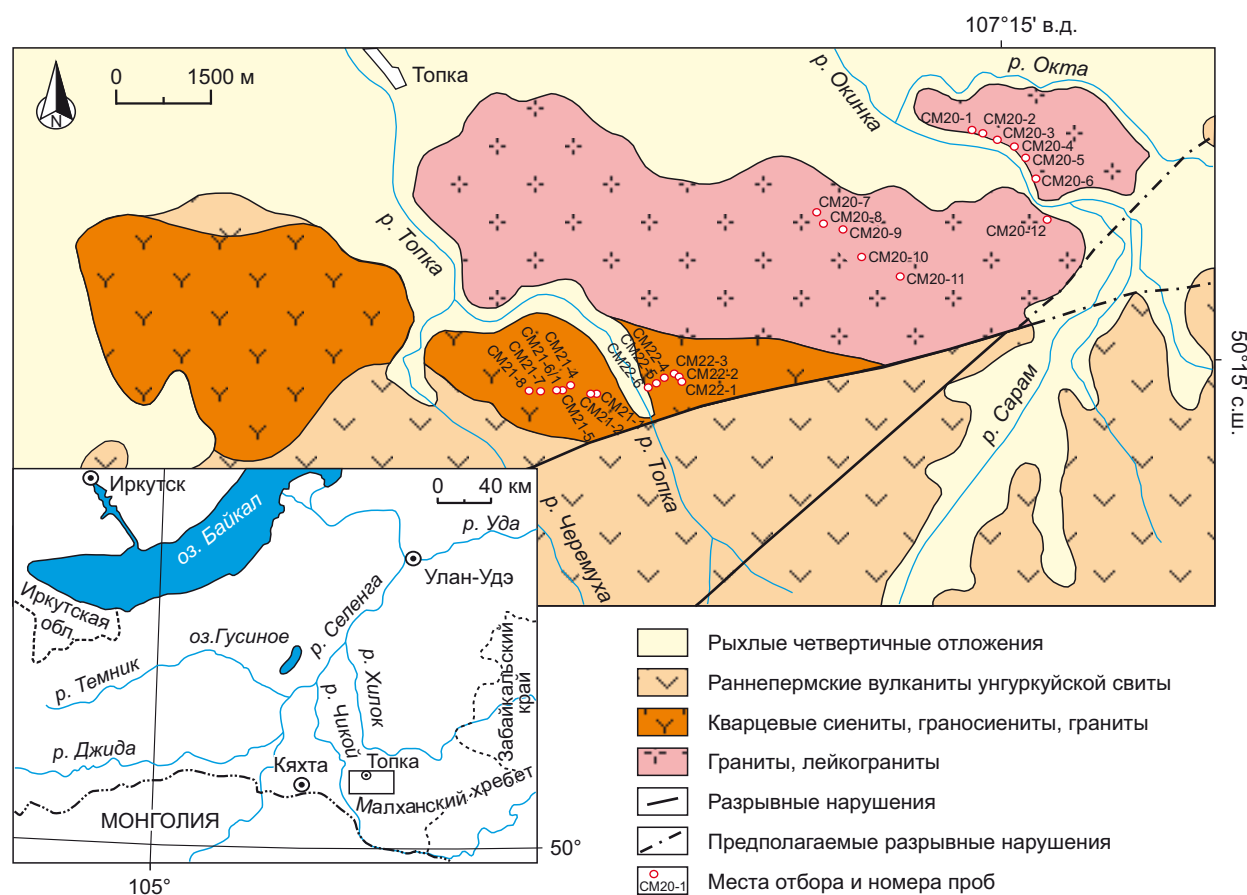


Рис. 1. Схема геологического строения Сарамского массива [State Geological Map..., 2002] и точки опробования.
Fig. 1. Scheme of the Saram massif geological structure [State Geological Map..., 2002] and sampling sites.

поэтому они считаются фациальными разновидностями. Характерной особенностью перечисленных пород является зональная окраска полевых шпатов: серая в центре и розовая по краям (рис. 2, а). Из-за крупнозернистой структуры кварцевые сиениты и граносиениты легко разрушаются и дают обилие дресвы. Гранитоиды поздней фазы слагают северную и северо-восточную часть массива. Установлено зональное строение. В краевых частях выхода пород поздней фазы встречаются в основном порфирировидные розовато-серые средне- и мелкозернистые лейкограниты (рис. 2, б), тогда как в центральной части распространены относительно однородные среднезернистые розовато-серые лейкограниты с дымчатым кварцем (рис. 2, в). Жильные тела аплитовидных гранитов (рис. 2, г) встречаются редко и секут как кварцевые сиениты, так и лейкограниты. Вмещающими породами являются базальты унгуркуйской свиты раннепермского возраста, с которыми кварцевые сиениты имеют четкие рвущие контакты. На севере массив в основном перекрыт четвертичными песчаными отложениями.

3. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В процессе полевых работ было уточнено внутреннее строение Сарамского массива, проведено опробование всех разновидностей гранитоидов. Основная

часть аналитических исследований проведена с использованием оборудования ЦКП «Геоспектр» (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ). Определение содержаний петрогенных элементов выполнено различными методами анализа: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 – фотометрическим, CaO , MgO , MnO , Fe_2O_3 – атомно-абсорбционным спектральным, FeO – титриметрическим, Na_2O , K_2O – пламенно-фотометрическим, потери при прокаливании – гравиметрическим (Б.Б. Лыгденова, Л.В. Митрофанова, Т.Г. Хумаева, О.В. Корсун, Е.Д. Утина). Редкие элементы определены рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре ЭДПС-1 (С.В. Бартанова). Состав минералов изучался на электронном микроскопе LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром Inca Energy-300 (Е.А. Хромова, Е.В. Ходырева). U-Pb (LA-ICP-MS) исследования цирконов выполнены на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR с системой лазерного пробоотбора UP-213 по методике, описанной в [Khurbanov et al., 2016; Buyantuev et al., 2017]. Первичная обработка масс-спектрометрического сигнала проводилась с помощью программы Glitter [Griffin et al., 2008]. Расчет возраста и построение графиков выполнены с помощью Microsoft Excel с надстройкой Isoplot [Ludwig, 2008]. Также содержания редких элементов определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) в ЦКП «Изотопно-геохимических

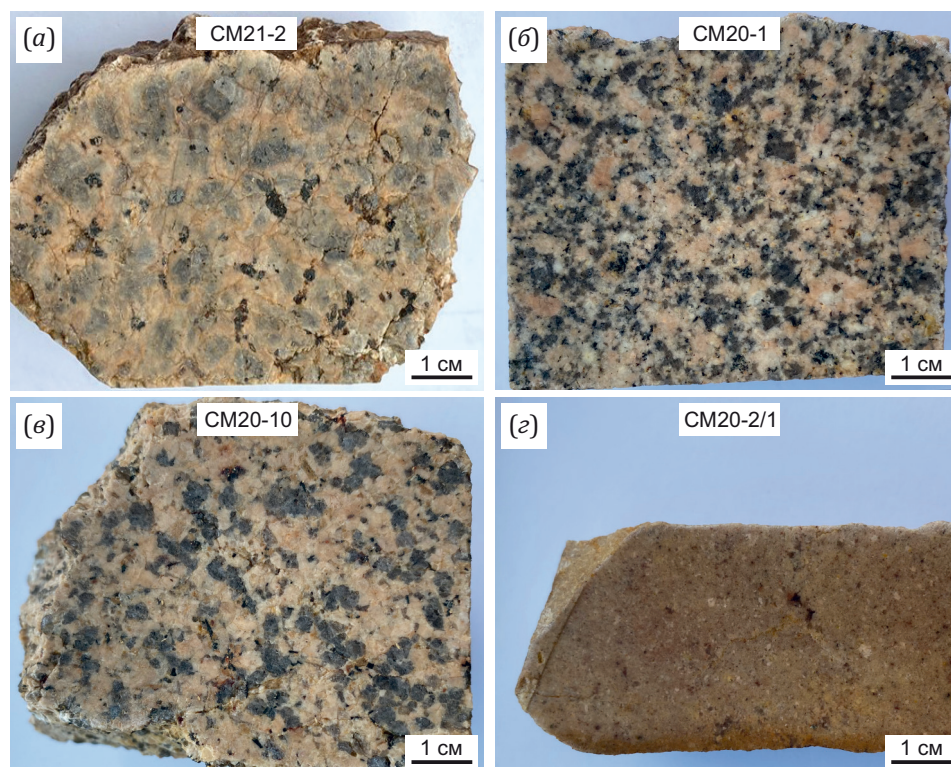


Рис. 2. Фотографии пород.

(а) – кварцевые сиениты ранней фазы; (б–в) – лейкограниты поздней фазы: (б) – мелко- и среднезернистые порфировидные, (в) – среднезернистые; (г) – жильные аплитовидные граниты.

Fig. 2. Photographs of rocks.

(а) – early-phase quartz syenites; (б–в) – late-phase leucogranites: (б) – fine-to-medium-grained porphyritic, (в) – medium-grained, (г) – veined aplite-like granites.

исследований» (Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, О.В. Зарубина).

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

4.1. Минералого-петрографическая характеристика пород

Кварцевые сиениты и граносиениты представляют собой розовато-серые крупнозернистые породы, состоящие из пертитового К-На полевого шпата, зонального плагиоклаза (андезин-олигоклаз An_{32-19}), железистого флогопита ($f_{\text{ж.}} \#0.34-0.40$), содержащего от 2.06 до 3.59 мас. % TiO_2 (ж.к.), кальциевого амфибола, состав которого варьируется от магнезиальной роговой обманки ($mg\#0.70-0.82$) до актинолита [Leake et al., 1997] и кварца (рис. 3, а, б). Акцессорные минералы представлены магнетитом, манганоильменитом (от 7 до 17 мас. % MnO), титанитом, цирконом, фторapatитом (содержит до 6.2 мас. % F), торитом, ауэрлитом. С ростом содержания кварца и К-На полевого шпата граносиениты переходят в граниты (рис. 3, в). При этом сокращается количество амфибола ($mg\#0.67-0.71$) и плагиоклаза An_{8-5} , а структурно-текстурные особенности практически не меняются.

Породы поздней фазы представлены мелко- и среднезернистыми порфировидными (рис. 3, г) и среднезернистыми (рис. 3, д) разновидностями лейкогранитов, ко-

торые состоят из пертитового К-На полевого шпата, кварца, кислого плагиоклаза (олигоклаз-альбит) и железистого флогопита ($f\#0.35-0.41$). Порфировидные лейкограниты, в отличие от однородных среднезернистых, содержат заметно меньше кварца, в них плагиоклаз имеет менее кислый состав (An_{28-12} против An_{14-5}), а слюда содержит меньше примеси MnO (0.61–1.21 и 1.63–2.32 мас. % соответственно). Акцессорные минералы порфировидных разновидностей – магнетит, манганоильменит (от 11 до 21 мас. % MnO), фторapatит, титанит (от 1.96 до 2.31 мас. % Se_2O_3), циркон, ортит, Th-фосфосиликат, среднезернистых – магнетит, фторapatит, циркон, монацит, Th-фосфосиликат.

Жильные образования имеют розовато-серый цвет, порфировую структуру (Kfs, реже Pl) и фельзитово-сферолитовую основную массу (рис. 3, е). Часто встречаются гломеропорфировые сростания кварца и калиевого полевого шпата. Акцессорные минералы – магнетит, ортит, монацит, циркон, торит.

4.2. Вещественный состав гранитоидов

По химическому составу породы Сарамского массива отвечают семействам сиенитов, умеренно щелочных гранитов и лейкогранитов (рис. 4, а; Прил. 1, табл. 1.1). Содержание кремнезема (мас. %) в породах ранней фазы варьируется от 63.8 до 71.2 в отличие от поздней – с

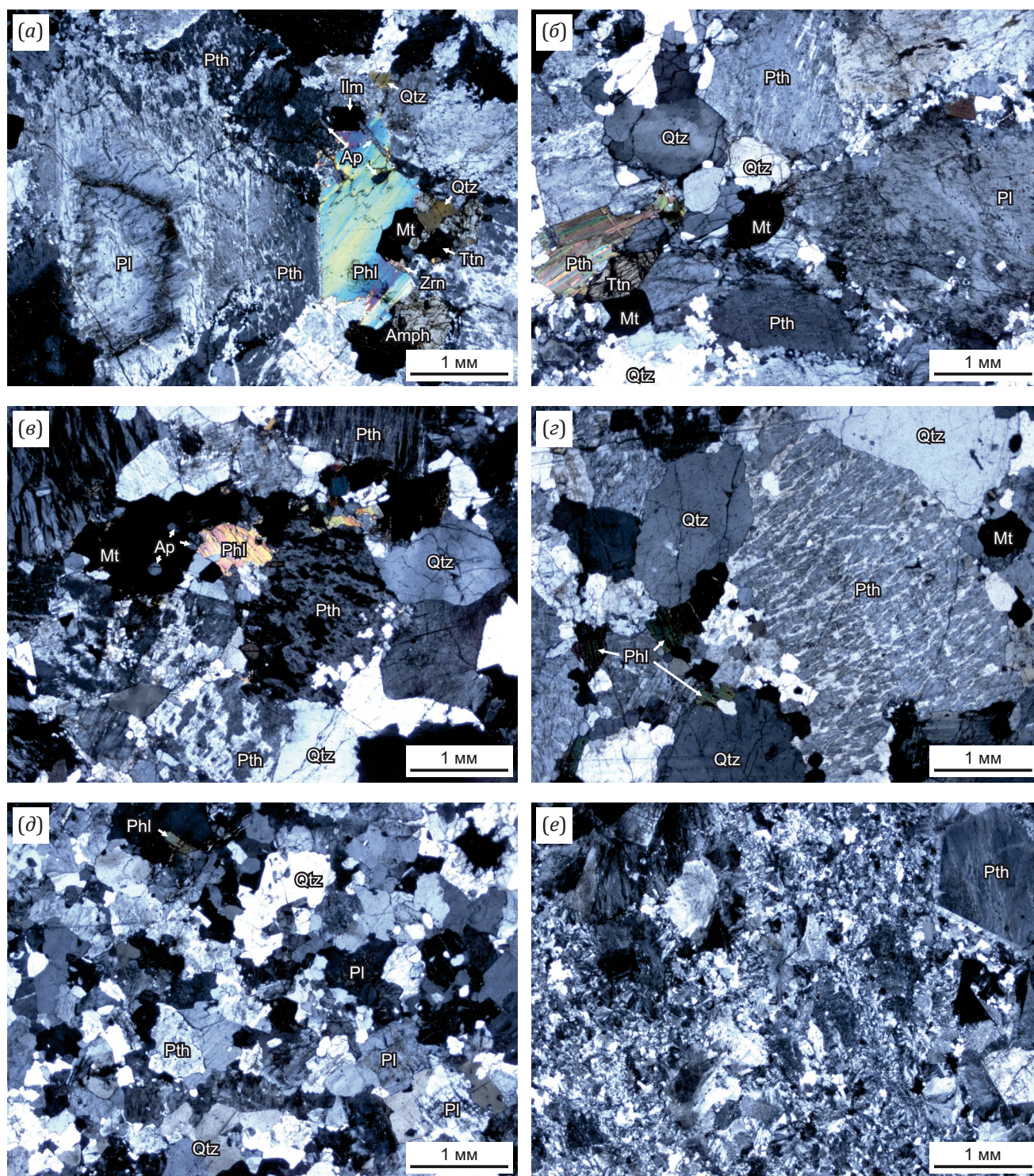


Рис. 3. Петрография пород Сарамского массива.

(a) – кварцевый сиенит; (б) – граносиенит; (в) – гранит; (г) – лейкогранит порфировидный; (д) – лейкогранит среднезернистый; (е) аплитовидный гранит. Pl – плагиоклаз, Pth – пертит, Qtz – кварц, Phl – флогопит, Amph – амфибол, Mt – магнетит, Ilm – ильменит, Ttn – титанит, Ap – апатит, Zrn – циркон.

Fig. 3. Petrography of the Saram massif rocks.

(a) – quartz syenite; (б) – granosyenite; (в) – granite; (г) – porphyritic leucogranite; (д) – medium-grained leucogranite; (е) aplite-like granite. Pl – plagioclase, Pth – perthite, Qtz – quartz, Phl – phlogopite, Amph – amphibole, Mt – magnetite, Ilm – ilmenite, Ttn – titanite, Ap – apatite, Zrn – zircon.

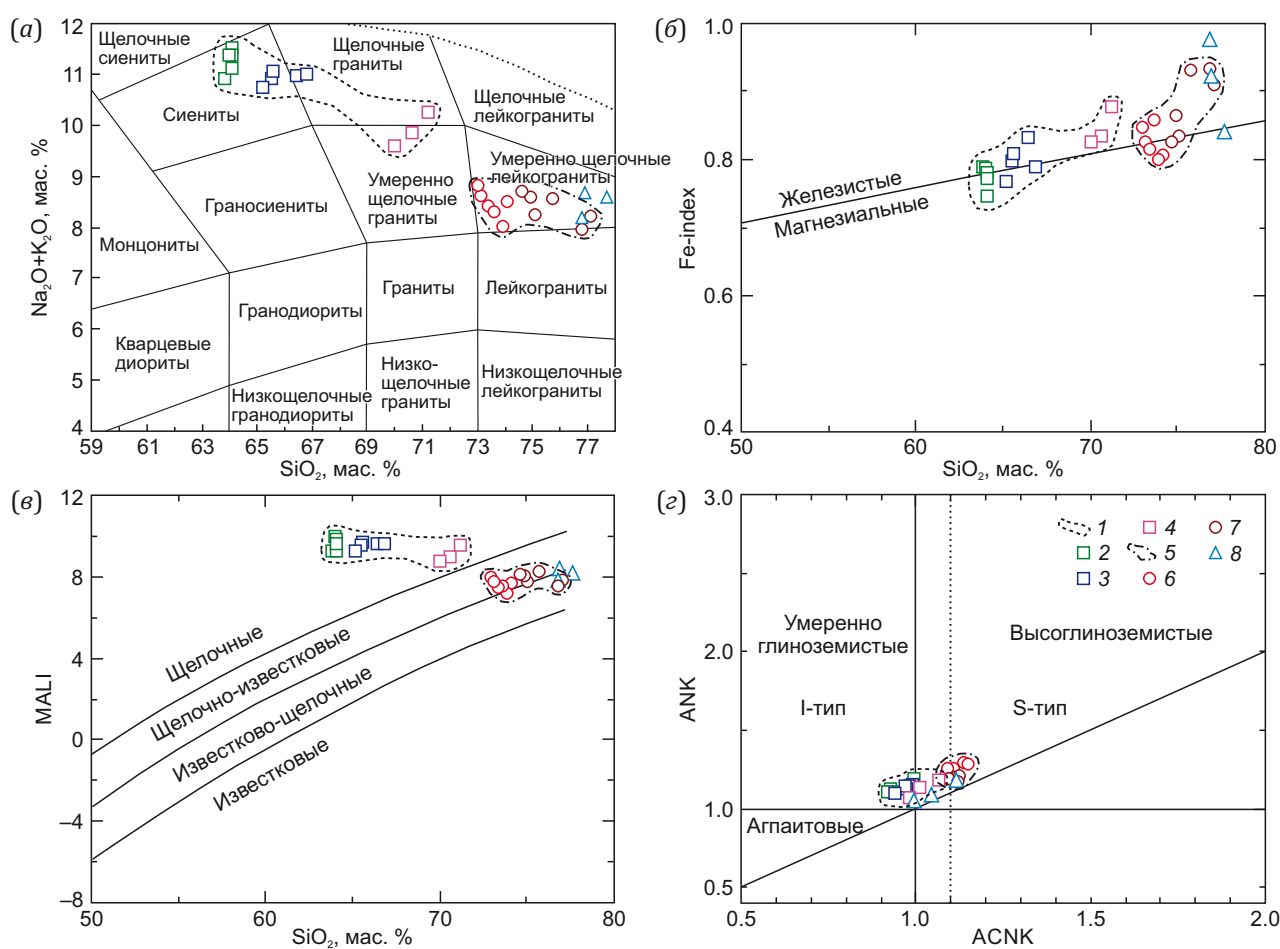


Рис. 4. Классификация пород ранней и поздней фазы Сарамского массива.

(а) – SiO_2 – ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) [Sharpenok et al., 2013]; диаграммы по [Frost et al., 2001]: (б) – SiO_2 – $\text{Fe-index}=(\text{FeO}+0.9\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO}+0.9\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$; (в) – SiO_2 – MALI (Modified Alkali Lime Index; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$); (г) – $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [Maniar, Piccoli, 1989]. 1 – гранитоиды ранней фазы: 2 – кварцевые сиениты, 3 – граносиениты, 4 – граниты; 5 – лейкограниты поздней фазы: 6 – порфировидные, 7 – массивные, 8 – жильной серии.

Fig. 4. Classification of the early-to-late-phase rocks in the Saran massif.

(a) – SiO_2 – ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) [Sharpenok et al., 2013]; diagrams according to [Frost et al., 2001]: (б) – SiO_2 – $\text{Fe-index}=(\text{FeO}+0.9\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO}+0.9\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$; (в) – SiO_2 – MALI (Modified Alkali Lime Index; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$); (г) – $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [Maniar, Piccoli, 1989]. 1 – early-phase granitoids: 2 – quartz syenites, 3 – granosyenites, 4 – granites; 5 – late-phase leucogranites: 6 – porphyritic, 7 – massive, 8 – veined series.

73.2 до 77.1, в жильной серии 76.8–77.7. Суммарная щелочность в породах ранней фазы меняется от 11.5 до 9.6 мас. %, а в поздних от 8.8 до 7.9 мас. %.

Большая часть образцов ранней и поздней фазы Сарамского массива при классификации отвечают железистым образованиям, и наблюдается рост железистости по мере увеличения кремнекислотности в пределах каждой фазы (рис. 4, б). Высокий индекс MALI (8.75–9.97) и содержания SiO_2 позволяют отнести породы ранней фазы к щелочному типу, тогда как точки состава пород поздней фазы располагаются в основном в поле щелочно-известковых разностей (рис. 4, в). Значения индекса насыщения алюминием (A/CNK) в породах ранней фазы составляют 0.93–1.07, что соответствует умеренно глиноземистым породам, а в лейкогранитах отвечают слабопересыщенным (высокоглиноземистым) образованиям (1.09–1.13) (рис. 4, г).

Поведение петрогенных и редких элементов в рассматриваемых гранитоидах наглядно иллюстрируется вариационными диаграммами Харкера (рис. 5). От кварцевых сиенитов через граносиениты к гранитам отчетливо проявлена отрицательная корреляция большинства петрогенных оксидов (MgO , Al_2O_3 , CaO , TiO_2 , FeO^* , MnO , Na_2O , P_2O_5) и редких компонентов (La, Zr, Sr) с кремнеземом. Такие тренды могут быть обусловлены кристаллизационной дифференциацией пород от ранних, менее кислых, к поздним, более кислым разностям. В лейкогранитах от порфировидных разностей к среднезернистым однородным так же хорошо проявлены отрицательные тренды по Al_2O_3 , CaO , TiO_2 , FeO^* , MnO , Zr и Sr, указывающие на процессы магматической эволюции и более дифференцированный характер последних. Повышенные содержания CaO, MnO, Sr и отчасти MgO в порфировидных лейкогранитах указывают на

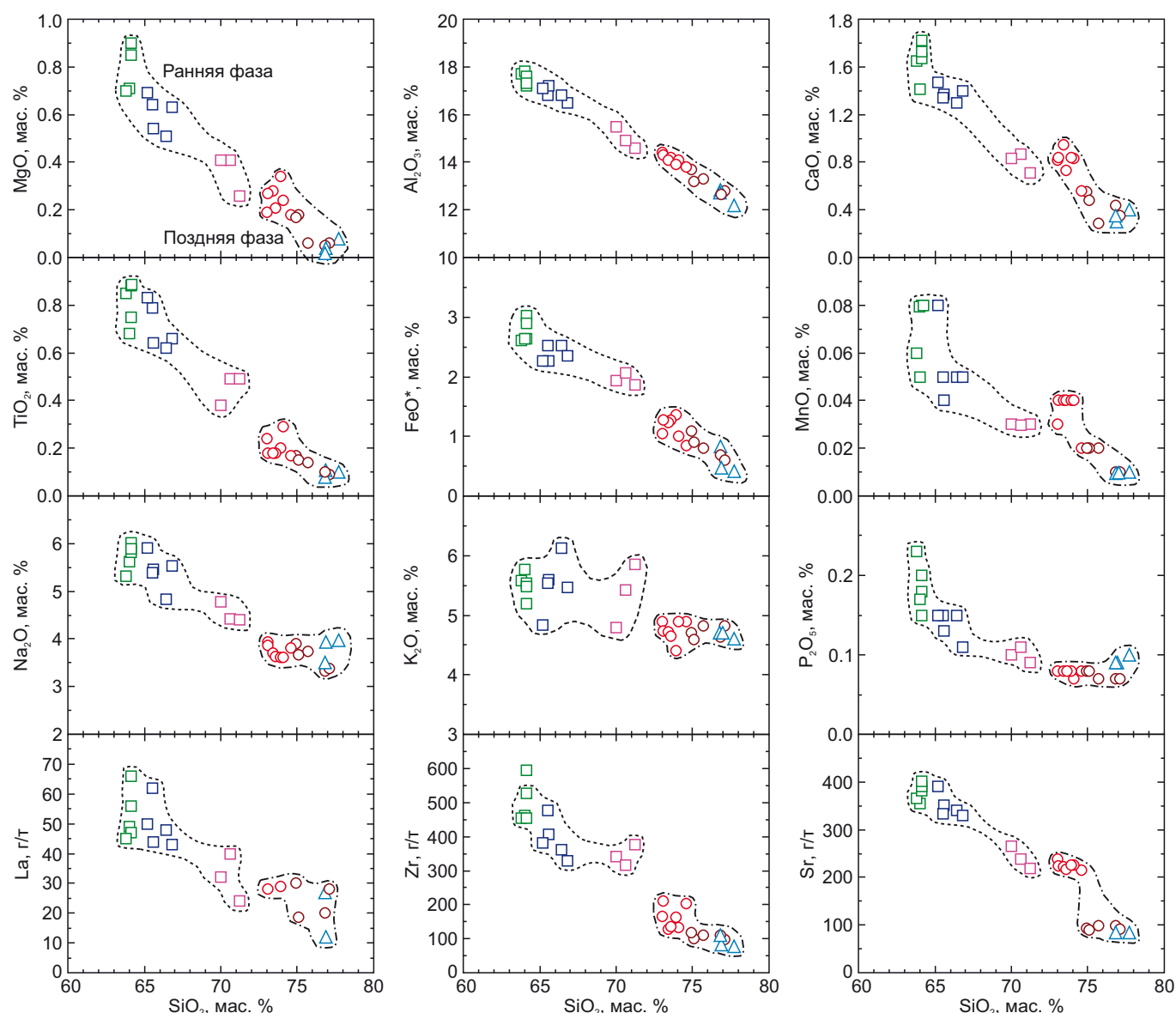


Рис. 5. Вариационные диаграммы Харкера для гранитоидов Сарамского массива.

Fig. 5. Harker variation diagrams for the Saram massif granitoids.

то, что лейкограниты не являются дифференциатами магм, сформировавших гранитоиды ранней фазы.

Изученные породы характеризуются асимметричным типом распределения редкоземельных элементов (рис. 6, а, в) с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ($(La/Yb)_n = 11.09-23.55$ в породах ранней фазы и $9.13-17.82$ – поздней фазы). От сиенитов (208–218 г/т) и граносиенитов (205–369 г/т) через граниты (138–161 г/т) к лейкогранитам (41–120 г/т) общее содержание редкоземельных элементов уменьшается. Для кварцевых сиенитов и одного образца граносиенита отмечается положительная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 1.48-1.98$). Граносиениты в целом обогащены РЗЭ по сравнению с кварцевыми сиенитами и имеют, кроме того, отчетливый европиевый минимум ($Eu/Eu^* = 0.34-0.43$), а граниты выделяются минимальными содержаниями РЗЭ среди пород ранней фазы

и глубокой отрицательной Eu-аномалией на графике ($Eu/Eu^* = 0.33-0.76$). По уровню накопления и дифференцированности РЗЭ порфировидные лейкограниты сопоставимы с гранитами ранней фазы, однако европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.64-0.77$) на спектрах распределения РЗЭ не столь выражена. Массивные и жильные лейкограниты обладают таким же, как и порфировидные лейкограниты, типом распределения РЗЭ, но концентрации лантаноидов в них понижены, также им свойственна отчетливая европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.40-0.71$). На мультиэлементной диаграмме (нормирование по среднему составу континентальной коры) [Rudnick, Gao, 2003] кварцевые сиениты заметно обогащены Ba, Sr, P, Zr, Hf, Eu, Ti относительно других пород массива (рис. 6, б). В то же время с ростом кремнекислотности пород, то есть от кварцевых сиенитов к гранитам и далее к лейкогранитам, отмечается тенденция

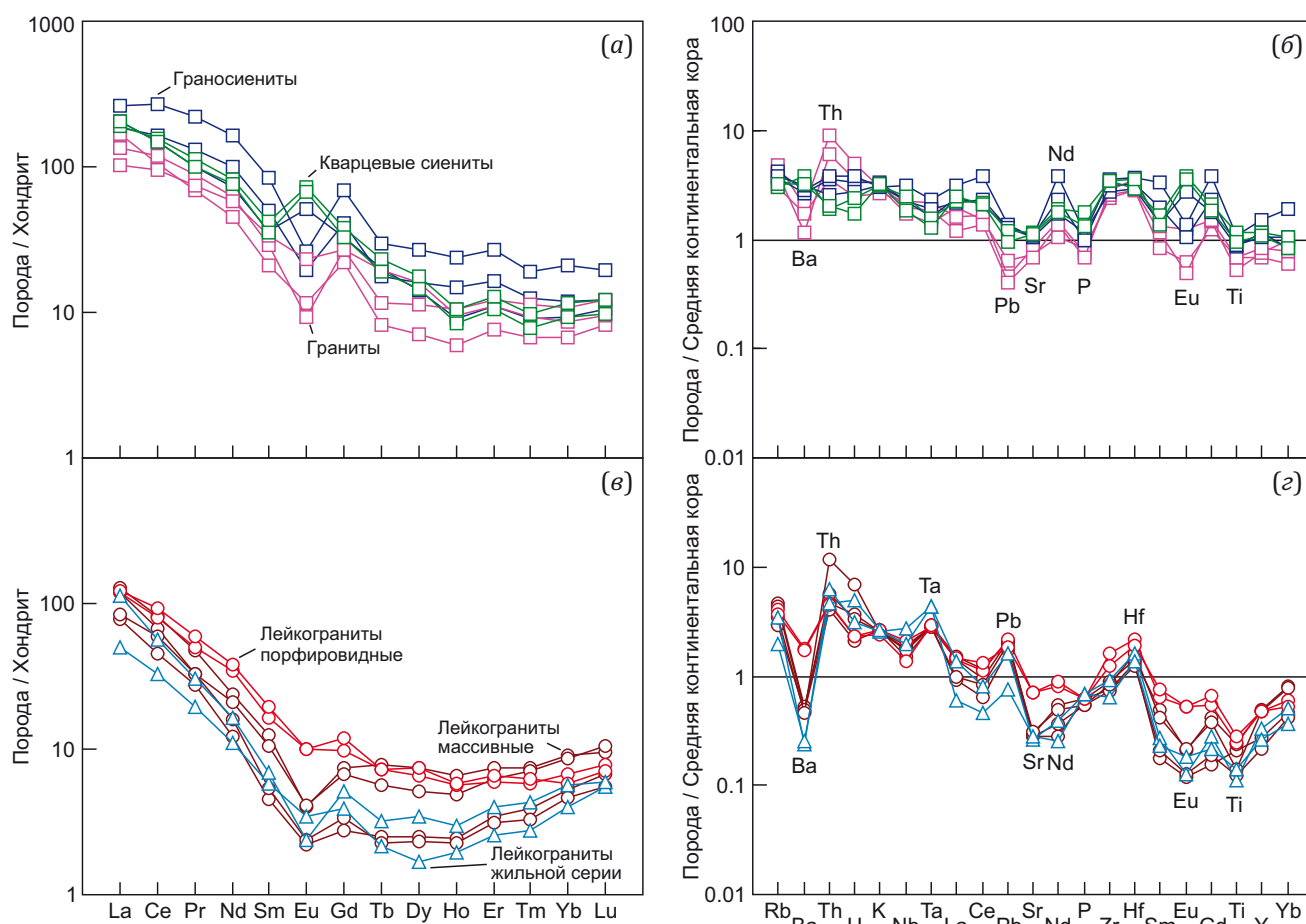


Рис. 6. Спектры распределения РЗЭ (а, в) (нормированы по хондриту C1 [Sun, McDonough, 1989]) и спайдер-диаграммы (б, г) (нормированы по средней континентальной коре [Rudnick, Gao, 2003]).

Fig. 6. REE distribution spectra (a, в) (normalized to C1 chondrite [Sun, McDonough, 1989]) and spider diagrams (б, г) (normalized to the middle continental crust [Rudnick, Gao, 2003]).

снижения содержаний вышеперечисленных элементов и повышения Th, U, Ta (рис. 6, г).

4.3. U-Pb изотопное датирование

В целях уточнения времени формирования Сарамского массива было проведено U-Pb датирование методом LA-ICP-MS цирконов из кварцевых сиенитов ранней фазы (50°24'34.2" с.ш., 107°10'45.0" в.д.), порфировидных CM20-1 (50°26'33.7" с.ш., 107°14'38.5" в.д.) и массивных CM20-12 (50°26'04.0" с.ш., 107°15'42.4" в.д.) разностей лейкогранитов поздней фазы.

Акцессорный циркон, выделенный из кварцевого сиенита, представлен субидiomорфными призматическими прозрачными и полупрозрачными кристаллами желтого цвета размером 300–600 мкм. Значительное количество аналитических точек обнаруживают сильную дискордантность, вероятно связанную с наличием нерадиоогенного свинца (рис. 7, а). Средневзвешенный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и скорректированный по ^{207}Pb , составляет 177 ± 1.0 млн лет, СКВО=0.35 (рис. 7, б).

Акцессорный циркон, выделенный из порфировидного лейкогранита, представлен прозрачными и полу-

прозрачными субидiomорфными призматическими и короткопризматическими кристаллами бледно-желтого цвета размером 80–200 мкм. В режиме катодолуминесценции (CL) исследуемые цирконы имеют тонкую осцилляторную магматическую зональность (рис. 7, в). Изотопные отношения получены по 32 локальным точкам магматического циркона. Незначительная часть аналитических точек отклоняется от конкордии в правую часть диаграммы (рис. 7, в) и, скорее всего, также вызвана присутствием нерадиоогенного свинца, поэтому нами принят средневзвешенный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и скорректированный по ^{207}Pb , который составляет 175 ± 1.0 млн лет (СКВО=0.54).

Акцессорный циркон, выделенный из массивных лейкогранитов, представлен полупрозрачными субидiomорфными призматическими кристаллами с бледно-желтой окраской размером 80–150 мкм. Для исследуемых цирконов характерна осцилляторная магматическая зональность, видимая в режиме катодолуминесценции. Аналитические исследования (рис. 7, д, е), проведенные по 15 локальным точкам магматического циркона, показали, что средневзвешенный возраст, рассчитанный

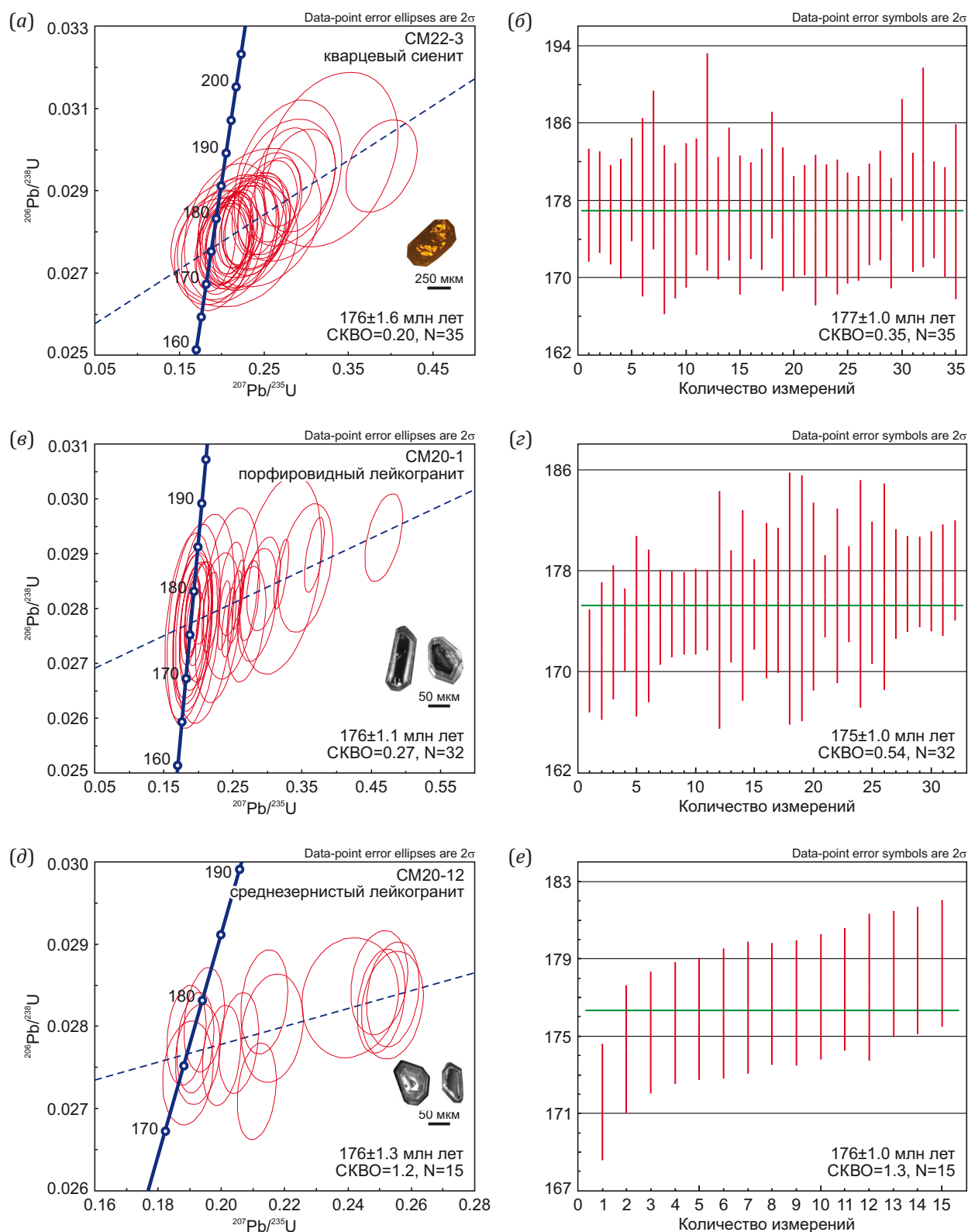


Рис. 7. U-Pb возраст цирконов из кварцевых сиенитов (а, б), порфировидных лейкогранитов (в, г) и массивных лейкогранитов (д, е) Сарамского массива. (а, в, д) – графики с изотопными отношениями $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и конкордией, построенные методом пересечения; (б, г, е) – средневзвешенный возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, скорректированный на обыкновенный свинец методом ^{207}Pb коррекции.

Fig. 7. U-Pb age of zircons from quartz syenites (a, б), porphyritic leucogranites (в, г) and massive leucogranites (д, е) of the Saram massif. (а, в, д) – graphs with $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ isotope ratios and concordia, plotted using the intersection method; (б, г, е) – weighted $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ average age, corrected for normal lead using the ^{207}Pb correction method.

по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и скорректированный по ^{207}Pb , составляет 176 ± 1.0 млн лет (СКВО=1.3).

Таблица измеренных U-Th-Pb изотопных отношений и возрастов может быть получена по запросу у авторов.

5. ОБСУЖДЕНИЕ

Представленные в статье геохронологические данные свидетельствуют о том, что кварцевые сиениты и лейкограниты Сарамского массива имеют не поздненепермский, как это считалось ранее [State Geological Map..., 2002], а раннеюрский (175–177 млн лет) возраст. Отметим, что в Западном Забайкалье получены немногочисленные юрские датировки (U-Pb метод по циркону) для лейкогранитов Этытейского (190 млн лет), Хамнигадайского (185 млн лет) массивов, лейкогранит-порфиров Тамирского (176 млн лет) рудного поля [Elbaev et al., 2020, 2023], а также лейкогранитов Харитоновского (195 млн лет) [Khubanov et al., 2017], гранитоидов Наушкинского (178 млн лет), Покровско-

го (160–153 млн лет) и Верхнемангиртуйского (152 млн лет) массивов [Donskaya, Mazukabzov, 2014].

При геохимической типизации [Maeda, 1990; Dall'Agnol, Olivera, 2007] породы Сарамского массива лежат в области гранитов А-типа (рис. 8, а, б), а по критериям Д. Уэлена [Whalen et al., 1987] лейкограниты поздней фазы закономерно отклоняются в поле фракционированных разностей гранитов I- и S-типа (рис. 8, в, г). Учитывая умеренно- и высокоглиноземистый состав гранитоидов ($A/CNK=0.93\text{--}1.13$), а также высокую железистость темноцветных минералов – флогопита, амфибола и присутствие ильменита, их можно сопоставить с глиноземистыми гранитами А-типа, выделенными П. Кингом с соавторами в Лакланском складчатом поясе Юго-Восточной Австралии [King et al., 1997]. В отличие от типичных агапитовых гранитов А₁-типа по [Eby, 1992], наиболее «основные» члены глиноземистых разностей содержат меньше Ba, Sr, HFSE (Zr, Nb, Y) и не имеют отрицательных аномалий Eu/Eu*, что является результатом разных петрогенетических

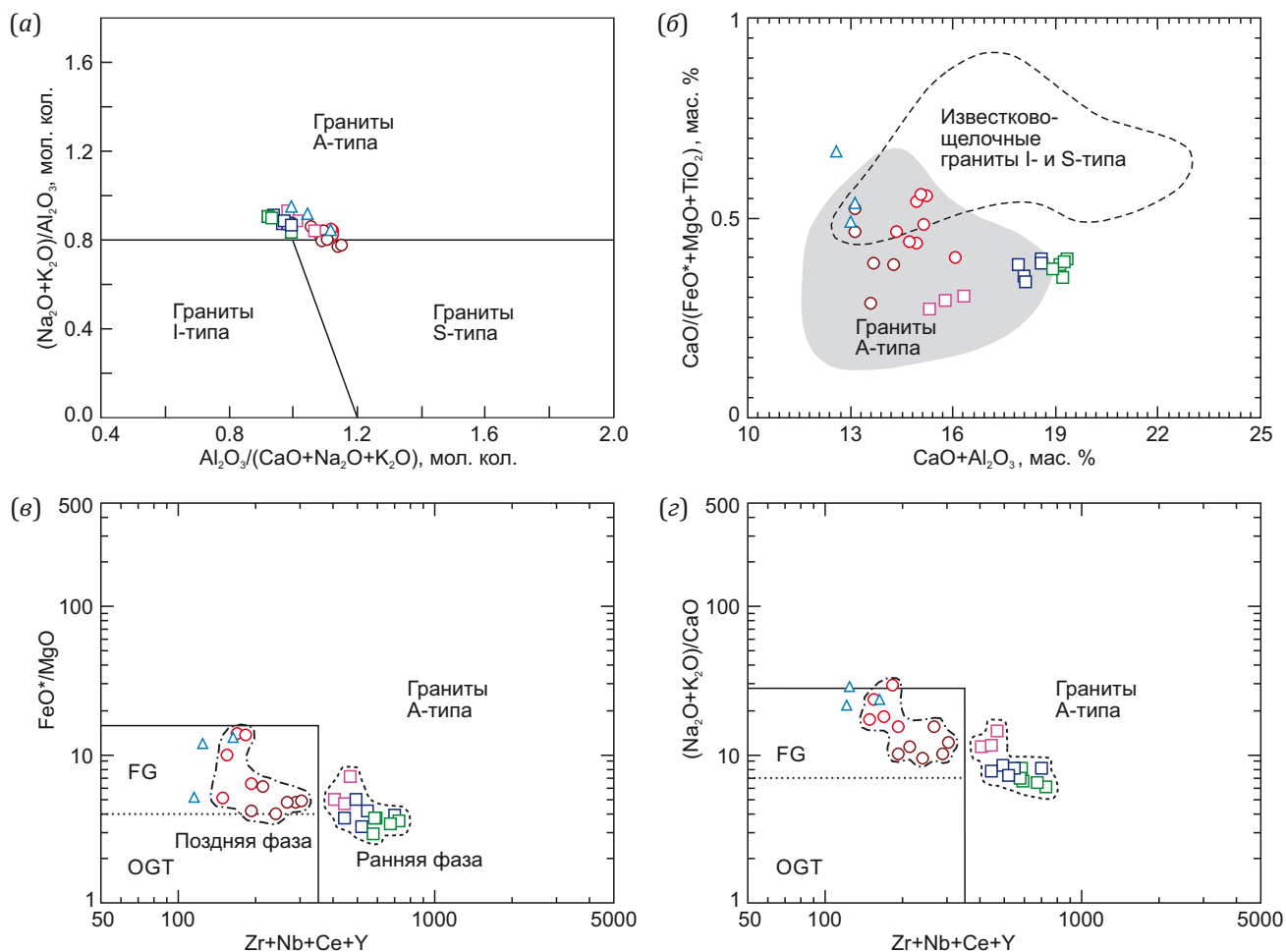


Рис. 8. Классификация пород ранней и поздней фазы Сарамского массива.

(а) – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (мол. кол.) [Maeda, 1990]; (б) – $\text{CaO}/(\text{FeO}^*+\text{MgO}+\text{TiO}_2 - \text{CaO}+\text{Al}_2\text{O}_3$ [Dall'Agnol, Olivera, 2007]; (в) – $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$; (г) – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO} - \text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ [Whalen et al., 1987].

Fig. 8. Classification of the early-to-late-phase rocks in the Saransk massif.

(а) – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (molar quantity) [Maeda, 1990]; (б) – $\text{CaO}/(\text{FeO}^*+\text{MgO}+\text{TiO}_2 - \text{CaO}+\text{Al}_2\text{O}_3$ [Dall'Agnol, Olivera, 2007]; (в) – $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$; (г) – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO} - \text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ [Whalen et al., 1987].

сценариев (фракционирование от основных магм для агпаитовых и частичное плавление корового источника для глиноземистых).

При оценке возможных генетических схем для глиноземистых гранитоидов А-типа наиболее важной особенностью является высокое содержание в них Zr (более 300 г/т) по сравнению с гранитами I-типа, вероятно связанное с высокой температурой плавления источника, рассчитанной по насыщению циркона [King et al., 1997]. При этом предполагается близкий источник и механизм образования магм перечисленных типов гранитоидов. Основные различия заключаются в том, что при формировании глиноземистых А-гранитов процесс частичного плавления протекал в условиях ограниченного доступа H_2O и относительно низкой летучести кислорода. Следовательно, при высоких температурах экстрагируемый расплав получается при меньших степенях плавления. Неизбежно высокие температуры, необходимые для образования данного типа гранитоидов, требуют дополнительного источника тепла в виде притока мафической магмы в локализованную область, однако прямых доказательств, подтверждающих это, пока нет.

Отметим, что петрогенетические выводы предварительны и для определения возможных источников необходимы изотопные данные по стронцию, неодиму и гафнию как раннеюрских гранитоидов, так и вмещающих образований.

Полученные новые геохронологические данные по гранитоидам Сарамского массива указывают на более масштабное проявление раннеюрского гранитоидного магматизма в пределах западной части Малханского хребта Западного Забайкалья, однако геохимическая типизация гранитоидов не дает однозначного ответа на вопрос о геодинамических условиях их формирования.

Раннемезозойский этап геологической эволюции Западного Забайкалья и Северной Монголии остается дискуссионным, и существуют разные механизмы и геодинамические модели. Одни исследователи считают, что в интервале 230–195 млн лет назад образовался крупный Монголо-Забайкальский зонально-симметричный магматический ареал (область) [Yarmolyuk et al., 2002; Kovalenko et al., 2003], вызванный воздействием плюма на участок литосферы, находящейся в условиях коллизионного сжатия [Yarmolyuk et al., 2002; Vorontsov et al., 2007]. Центральную часть этого ареала занимает Хэнтэй-Даурский гранитоидный батолит, а во внешней периферийной части развиты рифтовые зоны [Yarmolyuk et al., 2017]. Исследованные гранитоиды расположены в пределах Западно-Забайкальской рифтовой зоны, в которой распространены вулканы и граниты щелочного и субщелочного состава, однако наблюдается временной разрыв от последних на 10–20 млн лет. Т.В. Донская с коллегами [Donskaya et al., 2013; Donskaya, Mazukabzov, 2014] считают, что в южной части Западного Забайкалья в триасе продолжала существовать активная континентальная окраина Си-

бирского континента, связанная с эволюцией Монголо-Охотского океана, а в юре в условиях внутриконтинентального растяжения на фоне смены субдукционного режима на коллизионный формировались гранитоиды А-типа с возрастом 178–152 млн лет.

Данные геохронологических исследований детритовых цирконов из юрских континентальных отложений свидетельствуют о том, что орогенез в Забайкалье резко активизировался на границе ранней и средней юры [Demonterova et al., 2017]. Авторы считают, что наиболее вероятная причина активизации тектономагматических процессов была связана с закрытием Монголо-Охотского океана (МОО). Анализ палеомагнитных данных для Северного Китая и Сибири не противоречит этим выводам и подтверждает, что закрытие МОО в основном завершилось к средней юре (≈ 174 млн лет) [Yi, Meert, 2020].

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Гранитоиды Сарамского массива имеют возраст 175–177 млн лет и тем самым характеризуют раннеюрский этап проявления эндогенной активности в Западном Забайкалье.

2. По составу гранитоиды являются железистыми и относятся к щелочной, щелочно-известковой петрохимической серии, по геохимическим и минералогическим признакам отличаются от типичных анорогенных агпаитовых гранитов и соответствуют особой группе глиноземистых пород А-типа.

3. Раннеюрские гранитоиды образовались в период активного орогенеза в Забайкалье и закрытия Монголо-Охотского океана, то есть синхронно с коллизионными процессами.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность М.В. Лучицкой и анонимному рецензенту за критические замечания, способствовавшие улучшению статьи.

8. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

9. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Buyantuev M.D., Khubanov V.B., Vrublevskaya T.T., 2017. U-Pb LA-ICP-MS Dating of Zircons from Subvolcanics of the

Bimodal Dyke Series of the Western Transbaikalia: Technique, and Evidence of the Late Paleozoic Extension of the Crust. *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (2), 369–384 (in Russian) [Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулкаников бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 369–384]. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-2-0246>.

Dall'Agnol R., Oliveira D.C., 2007. Oxidized, Magnetite-Series, Rapakivi-Type Granites of Carajas, Brasil: Implications for Classification and Petrogenesis of A-Type Granites. *Lithos* 93 (3–4), 215–233. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.065>.

Demonterova E.I., Ivanov A.V., Mikheeva E.M., Arzhannikova A.V., Frolov A.O., Arzhannikov S.G., Bryanskiy N.V., 2017. Early to Middle Jurassic History of the Southern Siberian Continent (Transbaikalia) Recorded in Sediments of the Siberian Craton: Sm-Nd and U-Pb Provenance Study. *Bulletin de la Société Géologique de France* 188 (1–2), 29. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2017009>.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V., 2013. Late Paleozoic – Mesozoic Subduction-Related Magmatism at the Southern Margin of the Siberian Continent and the 150 Million-Year History of the Mongol-Okhotsk Ocean. *Journal Asian Earth Sciences* 62, 79–97. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.07.023>.

Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., 2014. The Geochemistry and Ages of Rocks in the Footwall of the Butulin-Nur and Zagan Metamorphic Core Complexes (North Mongolia – Western Transbaikalia). *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 683–701 (in Russian) [Донская Т.В., Мазукабзов А.М. Геохимия и возраст пород нижних пластин Бутулийно-Нурского и Заганского комплексов метаморфических ядер (Северная Монголия – Западное Забайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 683–701]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-3-0149>.

Eby G.N., 1992. Chemical Subdivision of the A-Type Granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications. *Geology* 20 (7), 641–644. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020%3C0641:CSOTAT%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020%3C0641:CSOTAT%3E2.3.CO;2).

Elbaev A.L., Gordienko I.V., Khubanov V.B., Rampilov M.O., 2023. Granitoids of the Tamir (Mo) Ore Occurrence (Western Transbaikalia): Composition, Age and Probable Sources of Melts. *Geosphere Research* 3, 13–27 (in Russian) [Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Хубанов В.Б., Рампилов М.О. Гранитоиды Тамирского (Мо) рудопоявления (Западное Забайкалье): состав, возраст и вероятные источники расплавов // Геосферные исследования. 2023. № 3. С. 13–27]. DOI:10.17223/25421379/28/2.

Elbaev A.L., Gordienko I.V., Khubanov V.B., Zarubina O.V., 2020. Petrogeochemical Characteristics and U-Pb Age of Morion-Granite Rocks in Central Transbaikalia: Classification and Genesis Problems. *Lithosphere* 20 (5), 690–705 (in Russian) [Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Хубанов В.Б., Зарубина О.В. Петрогеохимические особенности и U-Pb возраст морион-гранитов Центрального Забайкалья:

типизация пород и вопросы их генезиса // Литосфера. 2020. Т. 20. № 5. С. 690–705]. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-5-690-705>.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.

Gordienko I.V., Bayanov V.D., Zhamoytsina L.G., Klimuk V.S., Pakholchenko Yu.A., 1998. Bimodal Volcano-Plutonic Associations of the Late Paleozoic of Western Transbaikalia and Geodynamic Conditions of Their Formation. *Russian Geology and Geophysics* 39 (2), 190–203 (in Russian) [Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Жамойцина Л.Г., Климук В.С., Пахольченко Ю.А. Бимодальные вулканоплутонические ассоциации позднего палеозоя Западного Забайкалья и геодинамические условия их формирования // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 190–203].

Gordienko I.V., Metelkin D.V., Lantseva V.S., Elbaev A.L., 2023. The Kataevo Island Arc System of the Paleoasian Ocean (Transbaikalia): Composition, Age, Paleomagnetism, and Formation Geodynamic Settings. *Russian Geology and Geophysics* 64 (3), 319–333. <https://doi.org/10.2113/RGG20224519>.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., 2008. GLITTER: Data Reduction Software for Laser Ablation ICPMS. In: P.J. Sylvester (Ed.), *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Vol. 40. Vancouver, Canada, p. 308–311.

Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Tsygankov A.A., 2016. U-Pb Dating of Zircons from PZ₃-MZ Igneous Complexes of Transbaikalia by Sector-Field Mass Spectrometry with Laser Sampling: Technique and Comparison with SHRIMP. *Russian Geology and Geophysics* 57 (1), 190–205. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.013>.

Khubanov V.B., Dugdanova E.E., Tsygankov A.A., Buyantuev M.D., 2017. Age Ratios of Alkaline and Molybdenite-Bearing Granitoids of the Selenga Molybdenum Ore Region (Western Transbaikalia). In: *Granites and Earth Evolution: Mantle and Bark in Granite Formation. Proceedings of the III International Geological Conference (August 28–31, 2017)*. IGG UB RAS, Ekaterinburg, p. 330 (in Russian) [Хубанов В.Б., Дугданова Е.Е., Цыганков А.А., Буянтуев М.Д. Возрастные соотношения щелочных и молибденитсодержащих гранитоидов Селенгинского молибденовурудного района (Западное Забайкалье) // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании: Материалы III международной геологической конференции (28–31 августа 2017 г.). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 330].

King P.L., White J.R., Chappell B.W., Allen C.M., 1997. Characterization and Origin of Aluminous A-Type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology* 38 (3), 371–391. <https://doi.org/10.1093/петро/38.3.371>.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Sal'nikova E.B., Budnikov S.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A., Kozlov V.D., Vladykin N.V., 2003. Sources of Igneous Rocks and

Genesis of the Early Mesozoic Tectonomagmatic Area of the Mongolia-Transbaikalia Magmatic Region: 1. Geology and Isotope Geochronology. *Petrology* 11 (2), 147–160.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A. et al., 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist* 35 (1), 219–246.

Ludwig K.R., 2008. *ISOPLLOT 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. User's Manual*. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 76 p.

Maeda J., 1990. Opening of the Kuril Basin Deduced from the Magmatic History of Central Hokkaido, North Japan. *Tectonophysics* 174 (3–4), 235–255. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90324-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90324-2).

Maniar P.D., Piccoli P.M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *GSA Bulletin* 101 (5), 635–643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2).

Rudnick R.L., Gao S., 2003. 3.01 – Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry* 3, 1–64. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>.

Sharpenok L.N., Kostin A.E., Kukharensko E.A., 2013. TAS Diagram of the Sum of Alkalis – Silica for Chemical Classification and Diagnosis of Plutonic Rocks. *Regional Geology and Metallogeny* 56, 40–50 (in Russian) [Шарпенюк Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма суммы щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50].

State Geological Map of the Russian Federation, 2002. Selenginskaya Series. Scale of 1:200000. Sheet M-48-XVIII (Bichura). Explanatory Note. VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg, 111 p. (in Russian) [Государственная

геологическая карта Российской Федерации. Серия Селенгинская. Масштаб 1:200000. Лист М-48-XVIII (Бичура): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 111 с.].

Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society of London Special Publications* 42 (1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V., Lykhin D.A., Dril S.I., Tatarnikov S.A., Sandimirova G.P., 2007. Magmatic Sources and Geodynamics of the Early Mesozoic Northern Mongolia–Western Transbaikalia Rift Zone. *Petrology* 15, 35–57. <https://doi.org/10.1134/S0869591107010031>.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., 1987. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 95, 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Sal'nikova E.B., Budnikov S.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A., 2002. Tectono-Magmatic Zoning, Sources of Igneous Rocks and Geodynamics of the Early Mesozoic Mongolo-Transbaikal Region. *Geotectonics* 36 (4), 293–311.

Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., Salnikova E.B., Travin A.V., Kudryashova E.A., 2017. Riftogenic Magmatism of Western Part of the Early Mesozoic Mongolian-Transbaikalian Igneous Province: Results of Geochronological Studies. *Doklady Earth Sciences* 475, 872–876. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17080293>.

Yi Z., Meert J.G., 2020. A Closure of the Mongol-Okhotsk Ocean by the Middle Jurassic: Reconciliation of Paleomagnetic and Geological Evidence. *Geophysical Research Letters* 47 (15), e2020GL088235. <https://doi.org/10.1029/2020GL088235>.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

Таблица 1.1. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в породах ранней и поздней фазы Сарамского массива**Table 1.1.** Contents of major oxides (wt. %) and trace elements (ppm) in the early-to-late-phase rocks of the Saram massif

Порода		Сиениты					Граносиениты					Граниты		
Проба	CM21-2*	CM21-8*	CM22-2	CM22-3	CM22-4	CM21-1*	CM21-4*	CM21-6*	CM22-1	CM22-5	CM21-5*	CM21-6/1*	CM21-7*	
SiO ₂	63.80	64.00	64.10	64.10	64.10	66.40	65.50	65.60	65.20	66.80	70.60	70.00	71.20	
TiO ₂	0.85	0.68	0.88	0.75	0.88	0.62	0.79	0.64	0.83	0.66	0.49	0.38	0.49	
Al ₂ O ₃	17.70	17.80	17.30	17.60	17.20	16.80	16.80	17.20	17.10	16.50	14.90	15.50	14.60	
Fe ₂ O ₃	1.70	1.91	1.99	1.78	1.92	1.75	1.91	1.72	1.46	1.41	1.62	1.57	1.40	
FeO	1.08	0.92	1.24	1.04	1.16	0.96	0.80	0.72	0.96	1.08	0.60	0.52	0.60	
MnO	0.06	0.05	0.08	0.08	0.08	0.05	0.05	0.04	0.08	0.05	0.03	0.02	0.03	
MgO	0.70	0.71	0.85	0.90	0.85	0.51	0.64	0.54	0.69	0.63	0.41	0.41	0.26	
CaO	1.65	1.41	1.82	1.67	1.73	1.30	1.34	1.37	1.47	1.40	0.87	0.83	0.71	
Na ₂ O	5.32	5.62	5.92	6.02	5.82	4.84	5.38	5.46	5.90	5.53	4.42	4.78	4.40	
K ₂ O	5.58	5.76	5.20	5.48	5.54	6.12	5.54	5.60	4.84	5.47	5.42	4.80	5.86	
P ₂ O ₅	0.23	0.17	0.20	0.15	0.18	0.15	0.15	0.13	0.15	0.11	0.11	0.10	0.09	
П.п.п.	0.74	0.54	0.46	0.36	0.47	0.40	0.63	0.44	0.63	0.36	0.51	0.59	0.27	
Сумма	99.41	99.57	100.0	99.93	99.93	99.90	99.53	99.46	99.31	100.0	99.98	99.50	99.91	
Ba	1728	1486	1500	1575	1674	1203	1306	1447	1633	1278	925	790	535	
Rb	150	159	156	160	154	183	207	184	167	174	160	150	198	
Sr	366	355	390	382	401	341	333	351	391	329	238	265	218	
Ga	12	12	13	12	12	12.2	15	16	13	14	13	15	14	
Ta	1.1	0.9	1	1	1	1.1	1.6	1.3	2	1.4	1	1.5	1.3	
Nb	20	15	24	21	25	18	25	18	26	21	14	18	16	
Hf	11	9.7	15	13	14	11	13.5	12	12	9	10.4	10.5	13	
Zr	453	461	595	455	527	361	477	406	382	330	316	341	377	
Y	22	21	25	23	25	22	29	20	24	22	13	15	16	
Th	10.6	11.5	11	11	14	20	21	14	11	20	50	20	34	
U	3.1	2.3	4	4	4	4.3	5	4	4	4	6	3	5	
Pb	13.0	10.5	11	10	10	1.4	1.4	1.2	16	6	7	5	5	
La	44.85	48.84	47	56	66	48.07	62.01	44.24	50	43	40.43	31.99	24.29	
Ce	95.47	89.80	84	75	94	90.15	162.8	99.57	88	74	65.06	73.05	58.03	
Pr	10.68	9.50	–	–	–	9.50	20.98	12.49	–	–	6.53	8.33	7.04	
Nd	38.35	35.52	–	–	–	33.61	76.59	46.72	–	–	21.15	28.62	27.11	
Sm	6.49	5.36	–	–	–	5.64	12.94	7.66	–	–	3.26	4.48	5.23	
Eu	4.22	3.93	–	–	–	2.99	1.52	1.14	–	–	0.68	0.54	1.36	
Gd	7.75	6.83	–	–	–	6.74	14.14	8.48	–	–	4.54	5.48	5.64	
Tb	0.88	0.71	–	–	–	0.75	1.12	0.66	–	–	0.31	0.43	0.73	
Dy	4.45	3.68	–	–	–	3.62	6.76	4.05	–	–	1.81	2.86	4.04	
Ho	0.60	0.48	–	–	–	0.51	1.36	0.84	–	–	0.34	0.59	0.54	
Er	2.15	1.76	–	–	–	1.84	4.45	2.69	–	–	1.26	2.03	1.83	
Tm	0.25	0.20	–	–	–	0.23	0.49	0.32	–	–	0.17	0.29	0.24	
Yb	1.97	1.58	–	–	–	1.60	3.61	2.01	–	–	1.16	1.85	1.48	
Lu	0.31	0.25	–	–	–	0.27	0.50	0.31	–	–	0.21	0.31	0.24	
Fe#	0.79	0.79	0.78	0.75	0.77	0.83	0.80	0.81	0.77	0.79	0.83	0.82	0.88	
A/CNK	1.0	0.99	0.93	0.93	0.92	0.99	0.97	0.98	0.97	0.94	1.01	1.06	0.98	
NK/A	0.84	0.87	0.89	0.90	0.91	0.87	0.88	0.87	0.87	0.91	0.88	0.84	0.93	
La/Yb(n)	15.38	20.89	–	–	–	20.30	11.61	14.87	–	–	23.55	11.68	11.09	
Eu/Eu	1.82	1.98	–	–	–	1.48	0.34	0.43	–	–	0.54	0.33	0.76	

Таблица 1.1 (продолжение)

Table 1.1 (continued)

Порода	Лейкограниты порфировидные							Лейкограниты массивные				
Проба	CM20-1*	CM20-2	CM20-3*	CM20-4	CM20-6	CM20-9	CM20-13	CM20-5*	CM20-7	CM20-10*	CM20-11*	CM20-12*
SiO ₂	73.10	73.00	73.90	73.40	73.60	74.60	74.10	76.80	75.70	75.10	77.10	74.90
TiO ₂	0.18	0.24	0.20	0.18	0.18	0.17	0.29	0.10	0.14	0.15	0.09	0.17
Al ₂ O ₃	14.30	14.40	13.90	14.10	14.20	13.80	14.10	12.70	13.30	13.20	12.80	13.70
Fe ₂ O ₃	0.98	0.72	1.07	0.80	0.89	0.59	1.06	0.63	0.50	0.74	0.31	0.68
FeO	0.40	0.40	0.40	0.52	0.48	0.32	0.10	0.12	0.36	0.24	0.32	0.48
MnO	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04	0.01	0.02	0.02	0.01	0.05
MgO	0.27	0.19	0.34	0.28	0.21	0.18	0.24	0.05	0.06	0.18	0.06	0.17
CaO	0.84	0.82	0.84	0.95	0.73	0.56	0.83	0.44	0.29	0.48	0.35	0.55
Na ₂ O	3.87	3.93	3.61	3.70	3.64	3.82	3.62	3.33	3.74	3.66	3.39	3.90
K ₂ O	4.74	4.90	4.40	4.72	4.65	4.89	4.89	4.63	4.82	4.59	4.82	4.70
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.10	0.08	0.08	0.08	0.10	0.10	0.10	0.18	0.10	0.10
П.п.п.	0.66	0.62	0.64	0.68	0.63	0.62	0.32	0.51	0.56	0.77	0.52	0.49
Сумма	99.38	99.25	99.34	99.45	99.33	99.65	99.49	99.32	99.49	99.31	99.77	99.79
Ba	809	909	782	767	813	632	820	211	217	237	59	228
Rb	145	158	134	195	187	169	190	168	170	180	167	170
Sr	224	268	226	223	217	216	226	99	49	90	91	93
Ga	23	22	22	21	22	23	21	21	22	23	22	23
Ta	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Nb	17	16	11	12	11	16	12	14	15	15.3	12	14
Hf	8	7	7	5	6	8	6	6	5	4.9	5	5.3
Zr	212	167	164	129	135	204	133	110	111	100	100	119
Y	9	8	9	9	9	10	10	9	4	5.1	4	9.4
Th	26	14	25	20	19	16	21	66	24	26	23	32
U	3	4	3	3	3	3	5	9	2	4.8	2.7	4.3
Pb	24	18	20	26	22	25	19	22	19	19	23	23
La	28	–	29	–	–	–	–	20	–	18.7	28	30
Ce	49	–	57	38	60	72	37	36	54	28	41	50
Pr	4.78	–	5.7	–	–	–	–	3.13	–	2.64	3.10	4.5
Nd	16	–	18	–	–	–	–	9.8	–	5.66	7.4	11
Sm	2.49	–	2.98	–	–	–	–	1.62	–	0.69	0.82	1.91
Eu	0.58	–	0.58	–	–	–	–	0.24	–	0.13	0.14	0.23
Gd	2.00	–	2.47	–	–	–	–	1.39	–	0.57	0.70	1.54
Tb	0.27	–	0.27	–	–	–	–	0.21	–	0.1	0.09	0.29
Dy	1.68	–	1.87	–	–	–	–	1.31	–	0.63	0.59	1.90
Ho	0.32	–	0.33	–	–	–	–	0.28	–	0.14	0.13	0.37
Er	0.98	–	1.10	–	–	–	–	1.03	–	0.57	0.52	1.23
Tm	0.15	–	0.16	–	–	–	–	0.18	–	0.10	0.08	0.19
Yb	1.16	–	1.10	–	–	–	–	1.48	–	0.89	0.79	1.54
Lu	0.20	–	0.18	–	–	–	–	0.27	–	0.17	0.14	0.24
Fe#	0.83	0.85	0.80	0.82	0.86	0.83	0.81	0.93	0.93	0.83	0.91	0.87
A/CNK	1.10	1.09	1.14	1.09	1.15	1.10	1.11	1.13	1.12	1.11	1.12	1.10
NK/A	0.80	0.82	0.77	0.79	0.78	0.84	0.80	0.83	0.85	0.83	0.84	0.84
La/Yb(n)	16.31	–	17.82	–	–	–	–	9.13	–	9.64	23.95	13.16
Eu/Eu	0.77	–	0.64	–	–	–	–	0.48	–	0.95	0.52	0.40

Таблица 1.1 (продолжение)

Table 1.1 (continued)

Порода	Лейкогранит-порфиры		
Проба	CM20-2/1*	CM21-1/1*	CM22-6
SiO ₂	76.80	76.90	77.70
TiO ₂	0.08	0.10	0.10
Al ₂ O ₃	12.80	12.70	12.20
Fe ₂ O ₃	0.39	0.35	0.25
FeO	0.18	0.16	0.20
MnO	0.01	0.01	0.01
MgO	0.04	0.04	0.08
CaO	0.35	0.30	0.40
Na ₂ O	3.50	3.94	3.98
K ₂ O	4.70	4.74	4.61
P ₂ O ₅	0.09	0.10	0.10
П.п.п.	0.11	0.48	0.56
Сумма	99.05	99.71	100.19
Ba	108	118	100
Rb	169	170	169
Sr	84	90	84
Ga	26	28	27
Ta	3	3	3
Nb	22	16	19
Hf	6	5	5
Zr	100	84	79
Y	6.3	5	4
Th	35	26	19
U	4	6	5
Pb	18	8	13
La	27	12	–
Ce	35	20	–
Pr	2.87	1.86	–
Nd	7.7	5.11	–
Sm	1.07	0.90	–
Eu	0.14	0.20	–
Gd	1.05	0.80	–
Tb	0.12	0.08	–
Dy	0.89	0.43	–
Ho	0.17	0.11	–
Er	0.66	0.43	–
Tm	0.11	0.07	–
Yb	0.96	0.69	–
Lu	0.15	0.14	–
Fe#	0.98	0.92	0.84
A/CNK	1.12	1.04	0.99
NK/A	0.85	0.91	0.95
La/Yb(n)	19.01	11.75	–
Eu/Eu	0.40	0.71	–

Примечание. * – данные ICP-MS.

Note. * – ICP-MS data.