

Петрогеохимические особенности и U-Pb возраст морион-гранитов Центрального Забайкалья: типизация пород и вопросы их генезиса

А. Л. Елбаев¹, И. В. Гордиенко¹, В. Б. Хубанов¹, О. В. Зарубина²

¹Геологический институт СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, e-mail: elbaev@ginst.ru

²Институт геохимии СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а

Поступила в редакцию 18.07.2019 г., принята к печати 05.01.2020 г.

Объект исследований. Приведены первые данные о возрасте, особенностях вещественного состава морионсодержащих гранитоидов Хамнигадского и Этытейского массивов Центрального Забайкалья. Задачи исследования заключались в установлении времени и особенностей формирования специфических пород, геохимической типизации в связи с их потенциальной рудоносностью и выявлении факторов, ответственных за происхождение черного дымчатого кварца. **Методы.** Петрогенные, редкие и редкоземельные элементы определены методами классического силикатного анализа, рентгено-флуоресцентным и масс-спектрометрическим с индуктивно-связанной плазмой. U-Pb возраст цирконов получен методами SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) и LA-ICP-MS (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ). Состав минералов изучался на электронном микроскопе LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром Inca Energy-300. **Результаты и выводы.** Массивы, сложенные морионсодержащими гранитами, имеют раннеюрский (190–185 млн лет) возраст и входят в состав периферической части раннемезозойской Хэнтэй-Даурской магматической области. По петрохимическим и минералогическим характеристикам морион-граниты отличаются от типичных внутриплитных гранитоидов и соответствуют А-гранитам “окисленного” типа. Такая вещественная особенность морионовых гранитоидов связана с присутствием двух оксидных минералов – магнетита и марганецсодержащего ильменита. Черная дымчатая окраска кварца обусловлена относительно высокой радиоактивностью лейкогранитов, вызванной наличием акцессорных ториевых и урансодержащих минералов, а “молодой” возраст пород способствовал сохранению окраски.

Ключевые слова: морион-граниты, лейкограниты, геохимия, геохронология, Центральное Забайкалье

Источник финансирования

Исследования выполнены при поддержке программы Президиума РАН № 1.4П и грантов РФФИ № 17-05-00275, 19-05-00312

Petrogeochemical characteristics and U-Pb age of morion-granite rocks in Central Transbaikalia: Classification and genesis problems

Aleksei L. Elbaev¹, Ivan V. Gordienko¹, Valentin B. Khubanov¹, Olga V. Zarubina²

¹Geological Institute SB RAS, 6a Sakh'yanova st., 670047 Ulan-Ude, Russia, e-mail: elbaev@ginst.ru

²A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, 1a Favorsky st., 664033 Irkutsk, Russia

Received 18.07.2019, accepted 05.01.2020

Research subject. This article presents data on the age, material composition, petrogenetical and geochemical properties of morion-containing granites in the Etytei and Khamnigadai massifs of Central Transbaikalia. **Materials and methods.** The composition of rock samples was investigated using the methods of chemical analysis, XRD and ICP-MS; the age was determined by the zircon U-Pb method using SHRIMP and LA-ICP-MS; the mineral composition was studied using an LEO-1430 electron microscope. **Results.** The massifs composed of morion-containing granites belong to Early Jurassic (190–185 Ma) and form the peripheral area of the Early Mesozoic Khentei-Dauria magmatic region. **Conclu-**

Для цитирования: Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Хубанов В.Б., Зарубина О.В. (2020) Петрогеохимические особенности и U-Pb возраст морион-гранитов Центрального Забайкалья: типизация пород и вопросы их генезиса. *Литосфера*, 20(5), 690-705. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-690-705

For citation: 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. *Litosfera*, 20(5), 690-705. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-690-705

sion. According to their petrochemical and mineralogical characteristics, the morion-containing granites under study differ from typical intra-plate granitoids and correspond to the “oxidized” A-type granites. The black smoky colour of quartz contained in granite samples is associated with a relatively high radioactivity of rocks caused by the presence of accessory thorium and uranium-containing minerals.

Keywords: *morion-granites, leucogranites, geochemistry, geochronology, Central Transbaikalia*

Funding information

The studies were supported by the Presidium of the Russian Academy of Sciences No. 1.4P program and RFBR grants No. 17-05-00275, 19-05-00312

Acknowledgements

The authors are grateful to A.Yu. Antonov (GIN SB RAS, Ulan-Ude) for consultations and fruitful discussions of the results, which contributed significantly to the improvement of the article

ВВЕДЕНИЕ

Образование гранитов относится к фундаментальным проблемам геологии и широко дискутируется в научной литературе. Среди огромного разнообразия гранитоидов Центрального Забайкалья иногда встречаются граниты, содержащие темно-серый или черный кварц (морион). Для этих пород геологи-съемщики использовали название морион-граниты. Было установлено, что данный тип гранитов обычно приурочен к краевым частям крупных массивов аляскитовых гранитов либо встречается в виде небольших штокообразных тел. Следует отметить, что изначально морион-граниты относились к юрскому гуджирскому комплексу на основании внедрения их в эффузивы триаса (тамирская свита) (Налетов, 1962; Козубова, 1962; Комаров, Белоголовкин, 1968). Позднее по результатам тематических и геолого-съемочных работ установлено, что вулканогенно-осадочные отложения тамирской свиты имеют пермский возраст, а морионовые граниты были отнесены к позднепермскому бичурскому комплексу (Гордиенко, 1990; Кошкин и др., 2003). В настоящее время эти породы представляются наименее изученными как в отношении геохронологической привязки к магматическим событиям региона, так и в плане вещественной характеристики. Кроме того, интерес к морион-гранитам вызван тем, что в Забайкалье нередко с ними генетически и/или парагенетически связаны проявления и месторождения молибдена и бериллия (Яблоков, 1963; Канищев и др., 1967). Таким образом, для обоснования времени

формирования специфических пород, их геохимической типизации в связи с потенциальной рудоносностью и для выявления факторов, ответственных за происхождение черного дымчатого кварца, в качестве объектов исследования выбраны наиболее доступные массивы – Хамнигадайский и Этытейский.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Хамнигадайский массив (рис. 1а) расположен в пределах Тамирской вулканотектонической структуры. Массив занимает площадь примерно 50 км² и в плане имеет эллипсоидальную форму, пространственно приурочен к довольно крупной моноклинали, сложенной вулканогенными породами тамирской свиты (Р₂). Массив сложен однообразными среднезернистыми биотитовыми двуполевошпатовыми лейкократовыми гранитами с черным дымчатым кварцем. С вмещающими породами он имеет крутые интрузивные контакты, в южной части осложненные разломом. Установлено, что в эндоконтактной зоне лейкограниты переходят в мелкозернистые аляскиты, а на контакте с породами рамы имеют аляскит-порфировую оторочку мощностью 0.3–0.5 м, в восточной части она увеличивается до 2 м. Жильной фацией гранитоидов являются редкие маломощные жилы аплитов, развитые исключительно в восточной части массива.

Этытейский массив (рис. 1б) находится в 60 км к востоку от Хамнигадайского в пределах Яблоново-Малханской структурно-формационной зоны и приурочен к зоне Чикойского структурного



Рис. 1. Схемы геологического строения Хамнигадайского (а) и Этытейского (б) массивов (Центральное Забайкалье). Составлены с использованием материалов (Костяков, Сапожников, 1965; Кошкин и др., 2003) с дополнениями авторов.

1 – кайнозойские отложения, 2 – средне-позднетриасовые вулканы чернойровской свиты, 3 – позднепермские вулканы тамирской свиты, 4 – средне-позднекаменноугольно-раннепермские вулканы ортинской свиты, 5 – ранне-среднекаменноугольные вулканогенно-осадочные породы гутайской свиты, 6 – раннеюрские морион-лейкограниты и аляскиты, 7 – средне-позднетриасовые щелочные гранитоиды позднекуналейского комплекса, 8 – позднепермские гранитоиды бичурского комплекса, 9 – раннепалеозойские гранитоиды, 10 – разрывные нарушения, 11 – предполагаемые разрывные нарушения, 12 – места отбора проб для геохронологических исследований и их номера.

Fig. 1. Schemes of geological structure Khamnigaday and Etytey massifs (Central Transbaikalia). Compiled using materials (Kostyakov, Sapozhnikov, 1965; Koshkin et al., 2003) with authors additions.

1 – Cenozoic sediments, 2 – Middle and Late Triassic volcanites of Chernoyarovo Formation, 3 – Late Permian volcanites of Tamir Formation, 4 – Middle and Late Carboniferous-Early Permian volcanites of Ortinka Formation, 5 – Early and Middle Carboniferous volcanic-sedimentary rocks of Gutai Formation, 6 – Early Jurassic morion leucogranites and alaskites, 7 – Middle and Late Triassic alkaline granitoids of Late Kunalei Complex, 8 – Late Permian granitoids of Bichura Complex, 9 – Early Paleozoic granitoids, 10 – faults, 11 – supposed faults, 12 – sampling sites for geochronological studies and their numbers.

шва, вдоль которого обнажаются несколько подобных выходов. Массив имеет вытянутую в северо-восточном направлении форму овала с размерами 4×8 км и занимает площадь около 30 км². Он сложен разнотекстурными, иногда порфировидными морионовыми лейкогранитами. В центральной части в виде ксенолитов встречаются небольшие тела щелочных сиенитов и кварцевых сиенитов, а также пород гутайской вулканогенно-осадочной толщи (C₁₋₂). На западе гранитоиды контактируют с вулканидами ортинской свиты (C₂₋₃–P₁) и гранитоидами бичурского интрузивного комплекса (P₂),

на востоке и юге граничат с породами тамирской (P₂) и чернойровской (T₂₋₃) свит, а на севере перекрываются четвертичными отложениями. Местами массив прорывается дайками диоритовых порфиров позднего мезозоя.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Петрогенные элементы определены в Геологическом институте СО РАН методом химического анализа (аналитики Б.Б. Лыгденова, Т.Г. Хумаева и О.В. Корсун). Содержания редких элемен-

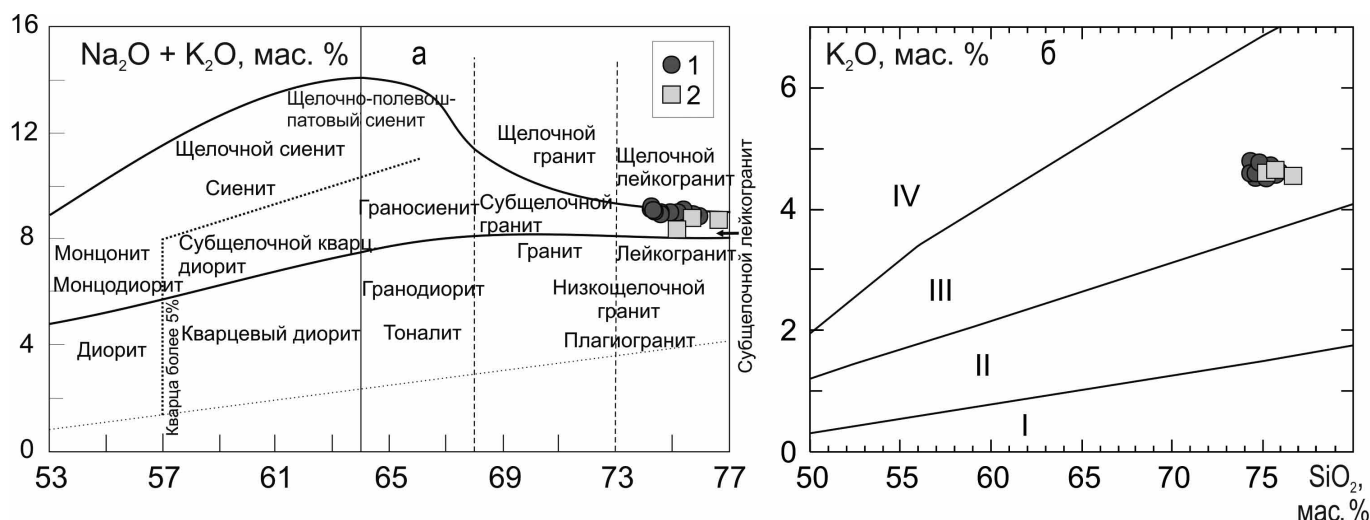


Рис. 2. Классификационные диаграммы SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (а) и SiO_2 – K_2O (б) для изученных массивов морион-гранитов.

Поля составов пород по (Rickwood, 1989): I – низкокалиевые, II – умереннокалиевые, III – высококалиевые, IV – ультракалиевые. Массивы: 1 – Хамнигадaiский, 2 – Этытейский.

Fig. 2. The classification diagrams of SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (а) and SiO_2 – K_2O (б) for the researched massifs of morion-granites.

Fields of rock compositions according to (Rickwood, 1989): I – low potassium, II – moderately potassium, III – high potassium, IV – ultrapotassium. Massifs: 1 – Khamnigadai, 2 – Etytey.

тов определены методом ICP-MS в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (аналитик Н.В. Брянский) и в Геологическом институте СО РАН – рентгеноспектральным методом (аналитики Б.Ж. Жалсараев, Ж.Ш. Ринчинова) и методом ICP-AES (Л.А. Левантуева, И.В. Звонцов).

Состав, микроструктурные особенности, взаимоотношения и однородность минералов изучались на электронном микроскопе LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром Inca Energy-300 (Е.А. Хромова, Е.В. Ходырева).

U-Pb датирование цирконов было выполнено на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им А.П. Карпинского, а также методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR с системой лазерного пробоотбора UP-213 в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ТИПИЗАЦИЯ ПОРОД

Изучение петрохимического состава пород Хамнигадaiского и Этытейского массивов показало, что они однотипны и отвечают семейству умереннощелочных лейкогранитов (рис. 2а). В них отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ составляет 0.89–0.91, что свидетельствует о калиево-натриевой специализации щелочей. На классификационной диаграмме SiO_2 – K_2O лейкограниты попадают в поле высококалиевых пород

(рис. 2б). В лейкогранитах выявлены умеренные содержания оксидов (мас. %) Al (12.6–13.8) и небольшие Ca (0.30–0.66), Mg (0.06–0.19), Ti (0.08–0.17) и P (0.03–0.06) (табл. 1). По петрохимическим классификационным признакам (Frost et al., 2001) эти гранитоиды относятся к породам щелочно-известковой и железистой серий (рис. 3), они имеют высокие значения отношений $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ (0.81–0.94) и FeO^*/MgO (6.0–10.5), что сближает их с гранитами А-типа. На диаграмме соотношений коэффициентов апаитности $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$ и глиноземистости $\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ (Maeda, 1990) изученные породы отвечают А-гранитам (рис. 4а), при этом они характеризуются в основном слабо пералюминиевым составом ($\text{ASI} = 0.96$ –1.05). Для типизации морион-гранитов также использована тройная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – $5\text{Fe}_2\text{O}_3$ – $5(\text{CaO} + \text{MgO})$, основанная на молекулярных количествах петрогенных элементов, предложенная А.В. Гребенниковым (2014), которая позволяет достаточно надежно разделить А-гранитоиды и кислые магматические образования других типов. На ней (рис. 4б) все фигуративные точки ложатся в поле А-гранитов. Дальнейшая типизация морион-гранитов с использованием петрохимической диаграммы $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ – $(\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3)$ (Dall'Agnol, Olivera, 2007) подтверждает сходство с гранитами А-типа (рис. 4в). Согласно классификации Р. Делл'Аньола и Д.К. Оливейры – $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ – Al_2O_3 – точки составов морионовых гранитоидов располагаются в поле окисленных

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в морион-гранитах Этытейского и Хамнигадайского массивов**Table 1.** Content of petrogenic (wt %) and rare (ppm) elements in morion granites of Etytei and Khamnigadai massifs

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	75.20	75.70	76.70	74.40	74.60	74.60	74.9	75.20	75.40	75.70	75.90
TiO ₂	0.16	0.14	0.08	0.16	0.16	0.15	0.17	0.14	0.12	0.12	0.12
Al ₂ O ₃	13.10	13.20	12.60	13.60	13.50	13.30	13.30	13.20	13.30	13.40	12.90
Fe ₂ O ₃	1.07	0.74	0.55	0.81	0.77	0.96	0.79	1.24	0.67	0.56	0.77
FeO	0.32	0.40	0.32	0.52	0.52	0.32	0.52	0.10	0.24	0.32	0.24
MnO	0.02	0.04	0.03	0.05	0.07	0.06	0.07	0.25	0.04	0.04	0.04
MgO	0.17	0.13	0.05	0.16	0.19	0.16	0.17	0.12	0.08	0.12	0.12
CaO	0.65	0.39	0.33	0.06	0.60	0.48	0.66	0.32	0.46	0.47	0.41
Na ₂ O	3.80	4.15	4.17	4.63	4.47	4.52	4.52	4.25	4.53	4.40	4.27
K ₂ O	4.60	4.64	4.55	4.58	4.55	4.56	4.52	4.54	4.64	4.57	4.61
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.03	0.10	0.05	0.04	0.05	0.03	0.04	0.03	0.06
П.п.п.	0.04	0.32	0.16	0.34	0.32	0.42	0.26	0.36	0.31	0.26	0.39
Σ	99.17	99.89	99.57	99.95	99.80	99.57	99.93	99.81	99.83	99.99	99.83
Rb	108	224	132	201	185	132	198	241	243	221	230
Sr	129	95	27	111	97	79	131	69	43	69	62
Ba	357	262	99	253	235	218	294	148	108	162	164
Ga	17	19	18.5	20	20	20	19.4	20.4	21	20.6	20
Y	8.8	10.2	12.7	16.6	17.7	16.3	15	14.3	14.2	14.2	14.4
Nb	10	18.6	16.5	19	20	17	20	24	22.6	20	22
Ta	3.6	4.9	3.8	2.6	4.8	1.7	5.0	1.7	3.8	4.0	3.8
Zr	96	88	68	124	121	108	127	119	108	110	104
Hf	3.3	3.6	3.6	6.1	6.0	2.3	5.2	4.6	5.2	3.6	5.0
U	2.6	2.3	2.9	4.7	4.1	2.8	2.3	3.9	5.4	3.8	5.2
Th	22	21	24	21	18	17	20	18	22	17	21
La	18.40	14.30	16.10	26.75	26.00	19.30	30.40	32.40	23.00	22.50	23.90
Ce	39.20	29.60	32.20	56.60	55.10	45.00	57.70	66.00	44.50	47.60	44.70
Pr	4.00	2.50	2.85	5.50	4.90	4.70	5.10	4.40	3.80	3.80	4.15
Nd	12.00	9.10	10.20	16.70	16.15	15.60	16.70	12.90	11.60	11.50	11.75
Sm	2.40	1.50	2.20	3.60	2.90	3.20	2.90	2.25	2.10	2.20	2.20
Eu	0.27	0.21	0.20	0.35	0.33	0.26	0.34	0.23	0.16	0.20	0.20
Gd	2.40	2.00	2.20	2.30	2.20	2.20	2.15	1.80	1.40	1.65	1.50
Tb	0.38	0.33	0.35	0.50	0.50	0.44	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
Dy	2.40	2.10	2.20	2.60	2.40	2.40	2.60	2.30	2.75	2.60	2.64
Ho	0.50	0.50	0.50	0.56	0.48	0.48	0.46	0.47	0.52	0.53	0.51
Er	1.40	1.50	1.20	1.60	1.50	1.60	1.30	1.40	1.60	1.50	1.40
Tm	0.25	0.23	0.20	0.29	0.29	0.30	0.27	0.28	0.30	0.29	0.28
Yb	1.40	1.45	1.34	2.00	2.00	1.75	1.70	1.70	1.70	1.70	1.60
Lu	0.20	0.19	0.18	0.23	0.22	0.19	0.19	0.21	0.21	0.19	0.19

Примечание. 1–3 – породы Этытейского массива, 4–11 – породы Хамнигадайского массива.

Note. 1–3 – Etytei massif rocks, 4–11 – Khamnigadai massif rocks.

А-гранитов (рис. 4г). Такая вещественная особенность морионовых гранитоидов отражается в их минералогическом составе, в присутствии железо-титан-марганцовистых оксидных минералов – магнетита, марганецсодержащего ильменита (MnO = 23.36–39.82%) и пиррофанита (MnO = 42.06–42.34%). По этим при-

знакам морион-граниты отличаются от гранитов, принадлежащих к ильменитовой серии и относящихся к восстановленному А-типу. Отметим, что при электронно-микроскопическом исследовании морион-гранитов и аплитов обнаружены следующие акцессорные минералы: титанит, циркон, фто-

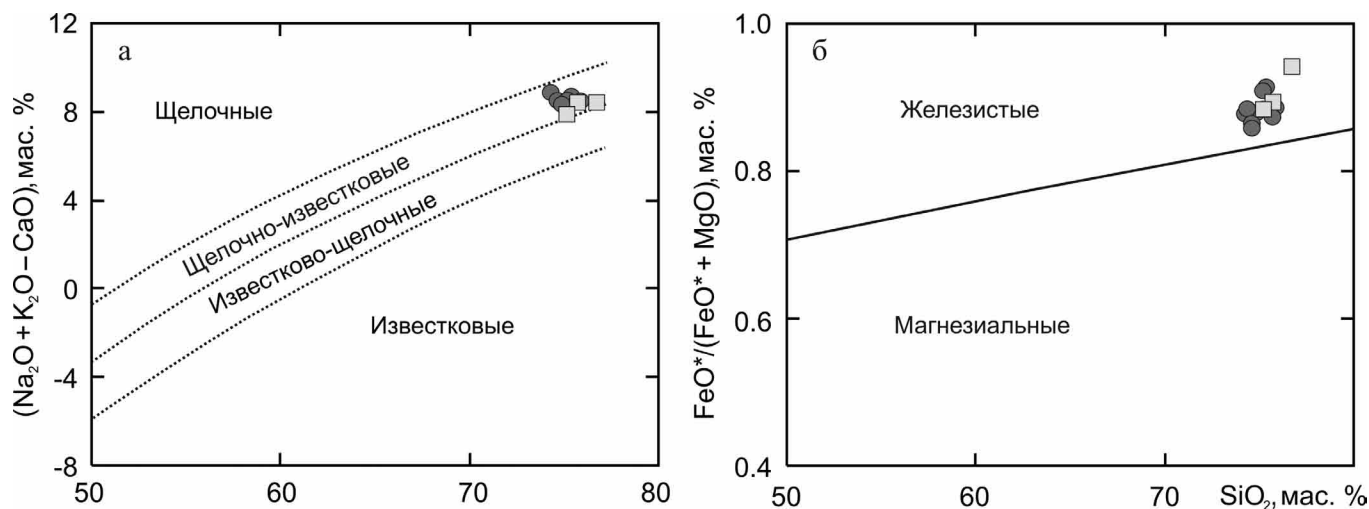


Рис. 3. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})\text{--SiO}_2$ (a), $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})\text{--SiO}_2$ (б) (Frost et al., 2001) для гранитоидов Этытэйского и Хамнигадайского массивов.

Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 3. Diagrams $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})\text{--SiO}_2$ (a), $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})\text{--SiO}_2$ (б) (Frost et al., 2001) diagrams for granitoids of Etytey and Khamnigaday massifs.

Designations follow Fig. 2.

рапатит, фосфоторит (ThO_2 до 62%), торит, флюорит, ксенотим, монацит-(Ce), колумбит-(Mn), самарскит (UO_2 до 26%).

Гранитоиды Хамнигадайского и Этытэйского массивов имеют сходный характер распределения редкоземельных элементов: спектры асимметричные с минимумом по европию (рис. 5). Геохимические особенности проявляются в повышенных содержаниях рубидия, тория, урана и в очень низких содержаниях бария, стронция, титана, пониженных циркония, иттрия, наличием глубокого Eu-минимума (см. рис. 5), свидетельствуют о кристаллизации гранитоидов из дифференцированного расплава.

Для проверки потенциальной рудоносности гранитоидов использована петрогенетическая диаграмма $\text{Zr}/\text{Hf}\text{--SiO}_2$ (мас. %) разработанная профессором Г.П. Зарайским. Считается, что данная диаграмма является уникальным поисковым критерием промышленных редкометалльных месторождений W, Mo, Sn, Bi, Ta, Nb и Li (Зарайский и др., 2009). Из диаграммы видно (рис. 6), что Zr/Hf отношение в лейкогранитах Хамнигадайского и Этытэйского массивов лежит в диапазоне от 30 до 15. По этим критериям изученные породы могут рассматриваться как перспективные на обнаружение проявлений грейзенового типа (Sn, W, Mo, Be). Предшественниками (Комаров, Белоголовкин, 1968) в ходе структурно-геологических исследований определена куполовидная форма кровли и глубина современного эрозионного сре-

за Хамнигадайского массива. Величина последнего в 1.4–1.6 км указывает, что наиболее важная для рудообразования и рудоположения апикальная часть интрузива эродирована.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Акцессорный циркон, выделенный из морионовых лейкогранитов Хамнигадайского массива (проба ХМ14-4, координаты $50^{\circ}12'08.4''$ с.ш., $107^{\circ}26'54.6''$ в.д.) представлен идиоморфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами призматического и длиннопризматического облика светло-желтого цвета. Определение U-Pb изотопного возраста цирконов проводилось методом LA-ICP-MS (г. Улан-Удэ). Детали аналитической процедуры приведены в (Хубанов и др., 2016). Результаты U-Pb изотопных исследований даны в табл. 2. Средневзвешенный конкордантный возраст цирконов, полученный по 26 точкам, составляет 184.9 ± 1.8 млн лет (J_1) (рис. 7). Относительно высокое значение среднеквадратичной ошибки ($\text{СКВО} = 2.6$), по-видимому, обусловлено слабо дискордантным положением некоторых точек, отражающих небольшое наличие нерадиоактивного свинца. Следует отметить, что значение средневзвешенного возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, скорректированного на обыкновенный свинец ^{207}Pb -методом, для этих 26 точек составляет 184.7 ± 1.8 млн лет при $\text{СКВО} = 0.42$.

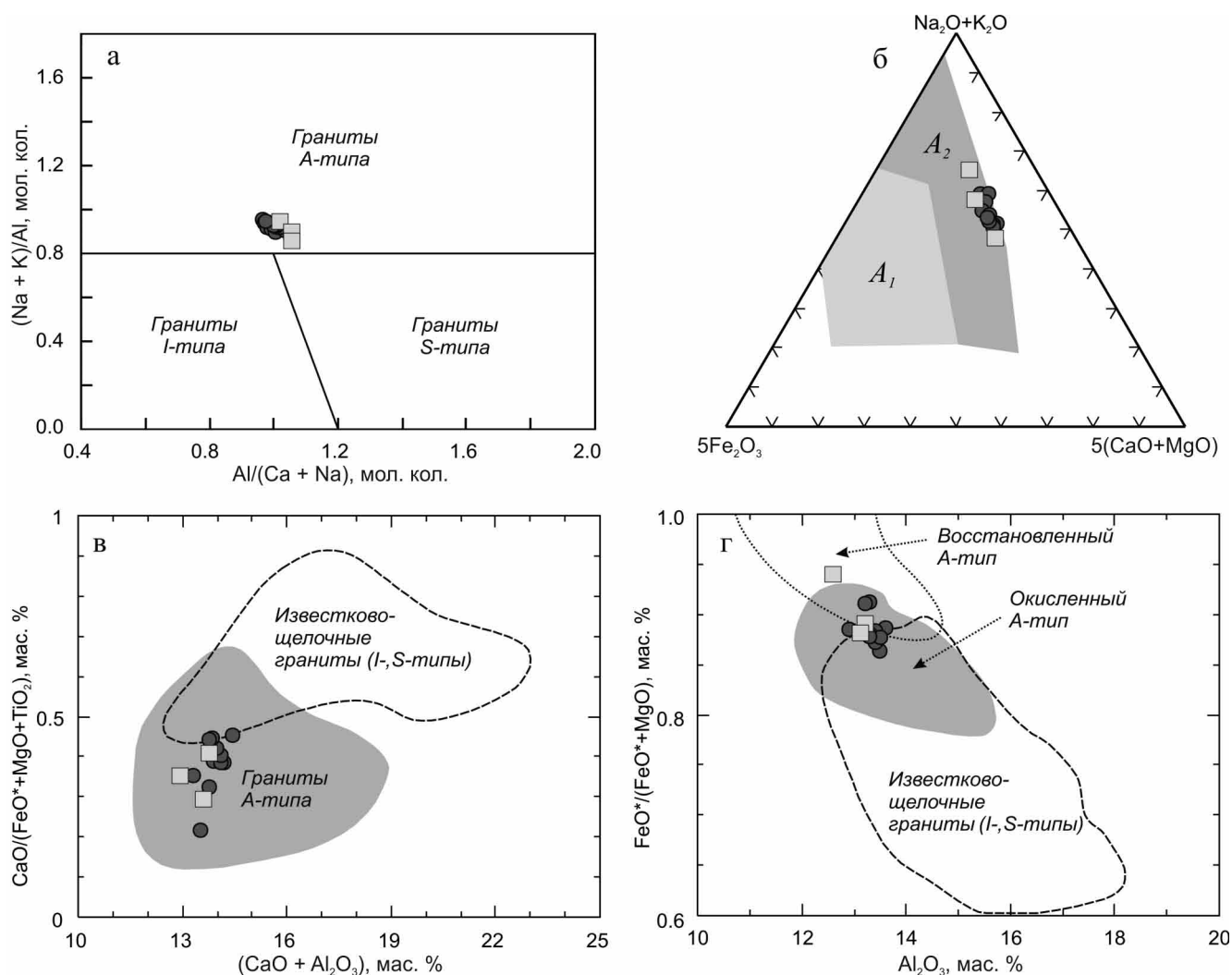


Рис. 4. Дискриминационная диаграмма $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al} - \text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca})$ (Maeda, 1990) (а), тройная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - 5\text{Fe}_2\text{O}_3 - 5(\text{CaO} + \text{MgO})$ (мол. кол.) (Гребенников, 2014) (б), петрохимические диаграммы (Dall'Agnol, Oliveira, 2007) $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - (\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3)$ (в), $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3$ (г) для изученных морион-гранитов.

Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 4. Diagrams $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al} - \text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca})$ (Maeda, 1990) (a), $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - 5\text{Fe}_2\text{O}_3 - 5(\text{CaO} + \text{MgO})$ (molecular quantities) (Grebennikov, 2014) (б), $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - (\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3)$ (в), $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3$ (г) (Dall'Agnol, Oliveira, 2007) diagrams for researched morion-granites.

Designations follow Fig. 2.

Для определения возраста Этытейского массива была исследована монофракция цирконов из морионовых лейкогранитов (проба E15-3, координаты $50^{\circ}17'27.76''$ с.ш., $108^{\circ}25'54.25''$ в.д.). Акцессорный циркон из этой пробы образует прозрачные идиоморфные и субидиоморфные призматические и короткопризматические кристаллы ($K_{\text{удл.}} = 1.5 - 3.5$) желтоватого цвета. Основные элементы огранки являются гранями призмы $\{100\}$ и дипирамиды $\{111\}$, $\{101\}$, $\{102\}$. В режиме катодолюминесценции в кристаллах циркона наблюдается “тонкая” магматическая зональность (рис. 8).

U-Pb датирование цирконов было выполнено на ионном микроанализаторе SHRIMP-II (г. Санкт-Петербург). Измерение U-Pb отношений проводилось по методике, описанной в статье (Williams, 1998). Результаты U-Pb изотопных исследований приведены в табл. 3. На диаграмме с конкордией (см. рис. 8) фигуративные точки имеют бимодальное распределение, 8 результатов из 10 образуют кластер со средневзвешенным конкордантным возрастом 189.7 ± 2.7 млн лет (J_1) при СКВО = 0.059. Остальные два результата имеют средний возраст 292.3 ± 22 млн лет (P_1). Морфологические особен-

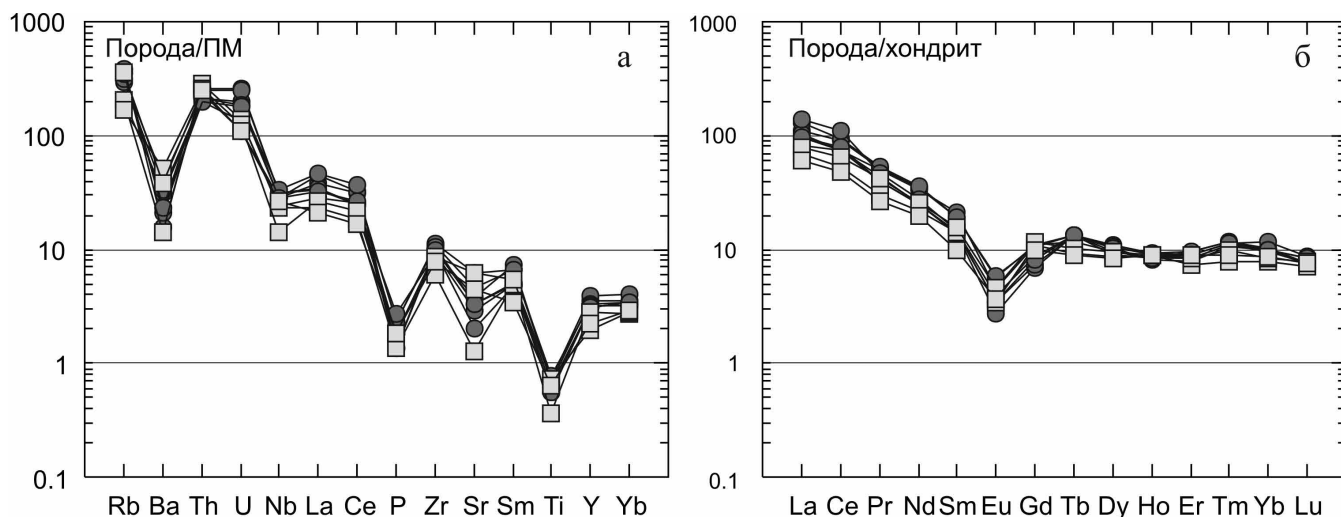


Рис. 5. Мультиэлементные спектры (а), нормализованные по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), и спектры распределения редкоземельных элементов (б), нормализованные по хондриту (Sun, McDonough, 1989), для гранитоидов Этытейского и Хамнигадайского массивов.

Fig. 5. Primitive-mantle-normalized (Sun and McDonough, 1989); multielement patterns (a) and chondrite-normalized (Sun, McDonough, 1989) REE patterns (b) for granitoids of Etytey and Khamnigaday massifs.

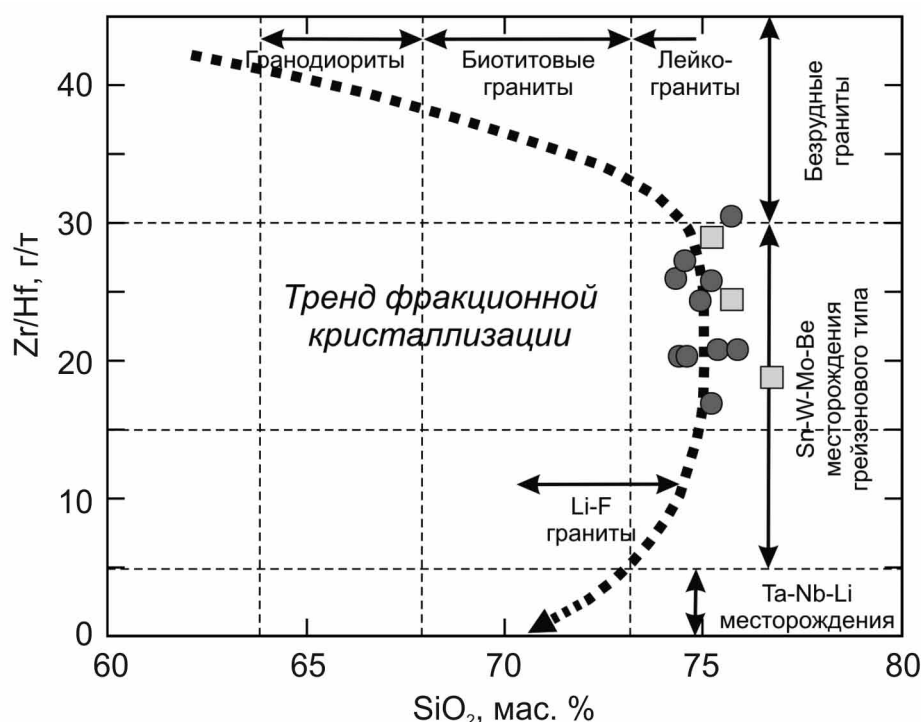


Рис. 6. Классификационная диаграмма Zr/Hf–SiO₂ редкометалльного рудообразования гранитоидов и тренд кристаллизационной дифференциации гранитоидного расплава (Зарайский и др., 2009).

Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 6. Classification Zr/Hf–SiO₂ (Zaraisky et al., 2009) diagram of rare-metal ore formation of granitoids and the trend of differentiation of granitoid melt.

Designations follow Fig. 2.

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из морион-гранитов Хамнигадского массива LA-ICP-MS методом**Table 2.** Results of U-Pb analysis of zircons from morion-granites of Khamnigaday massif (LA-ICP-MS method)

№ точки	Th/U	1σ	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
			²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ U/ ²³⁸ U	1σ	
01	0.76	0.029	0.1994	0.0127	0.0285	0.0008	0.4	184.6	10.7	181.4	4.9	1.8
03	0.51	0.019	0.1970	0.0055	0.0297	0.0007	0.8	182.6	4.7	188.4	4.4	-3.1
05	0.70	0.026	0.1970	0.0092	0.0285	0.0007	0.5	182.6	7.8	181.3	4.5	0.7
06	0.74	0.028	0.2055	0.0068	0.0292	0.0007	0.7	189.8	5.7	185.3	4.4	2.4
08	0.57	0.021	0.1987	0.0055	0.0291	0.0007	0.9	184.0	4.7	184.8	4.3	-0.4
09	0.72	0.027	0.1981	0.0089	0.0287	0.0007	0.6	183.5	7.6	182.5	4.5	0.5
10	0.56	0.021	0.1999	0.0058	0.0291	0.0007	0.8	185.0	4.9	184.8	4.3	0.1
11	0.49	0.018	0.2061	0.0059	0.0290	0.0007	0.8	190.3	5.0	184.3	4.3	3.3
12	0.94	0.035	0.2064	0.0061	0.0296	0.0007	0.8	190.5	5.1	187.9	4.4	1.4
13	1.73	0.065	0.2043	0.0069	0.0289	0.0007	0.7	188.7	5.8	183.6	4.4	2.8
14	0.69	0.026	0.2003	0.0059	0.0293	0.0007	0.8	185.4	5.0	186.3	4.4	-0.5
15	0.57	0.022	0.2003	0.0060	0.0294	0.0007	0.8	185.4	5.0	186.5	4.4	-0.6
16	0.63	0.024	0.1973	0.0058	0.0290	0.0007	0.8	182.8	4.9	184.4	4.4	-0.9
17	0.67	0.025	0.2041	0.0060	0.0296	0.0007	0.8	188.6	5.0	187.7	4.4	0.5
18	1.11	0.042	0.2048	0.0064	0.0290	0.0007	0.8	189.2	5.4	184.4	4.4	2.6
19	1.14	0.044	0.1997	0.0177	0.0296	0.0009	0.3	184.9	15.0	187.8	5.6	-1.5
20	0.95	0.036	0.2003	0.0068	0.0285	0.0007	0.7	185.4	5.8	180.9	4.3	2.5
21	0.62	0.024	0.2063	0.0062	0.0298	0.0007	0.8	190.4	5.2	189.6	4.5	0.4
22	0.98	0.037	0.2031	0.0074	0.0287	0.0007	0.7	187.7	6.3	182.6	4.4	2.8
23	0.83	0.032	0.2034	0.0111	0.0289	0.0008	0.5	188.0	9.4	183.8	4.8	2.3
25	0.34	0.013	0.2018	0.0062	0.0296	0.0007	0.8	186.6	5.3	188.0	4.5	-0.7
26	0.46	0.017	0.2070	0.0098	0.0293	0.0008	0.5	191.0	8.3	185.9	4.7	2.7
27	0.89	0.034	0.2004	0.0168	0.0289	0.0009	0.4	185.4	14.2	183.3	5.4	1.1
28	0.83	0.032	0.2059	0.0112	0.0300	0.0008	0.5	190.1	9.4	190.6	4.9	-0.3
29	0.85	0.032	0.2014	0.0072	0.0284	0.0007	0.7	186.3	6.1	180.3	4.4	3.3
30	0.72	0.027	0.2018	0.0067	0.0284	0.0007	0.7	186.7	5.6	180.8	4.4	3.3

Примечание. Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U и ²⁰⁶Pb/²³⁸U. D – дискордантность: $D = (\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1)100$.

Note. Rho – correlation coefficient of the errors of determination of ²⁰⁶Pb/²³⁸U and ²⁰⁷Pb/²³⁵U. D – discordance: $D = (\text{age } (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / \text{age } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1)100$.

ности раннепермских цирконов, а именно слегка округлые грани зерен (см. рис. 8), свидетельствуют о том, что они не формировались при кристаллизации гранитоидов, а являются ксеногенными. Это указывает на то, что цифра 292 млн лет соответствует возрасту захваченной либо унаследованной компоненты, а кристаллизация гранитоидов произошла 190 млн лет назад, что в пределах ошибки анализа перекрывается возрастом морионов лейкогранитов Хамнигадского массива.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как нами показано выше, морионовые граниты на геологических картах нового поколения рассматриваются как позднепермские (Кошкин и

др., 2003), однако двумя независимыми методами (U-Pb-SHRIMP-II и LA-ICP-MS по цирконам) получены раннеюрские (190–185 млн лет) датировки для Хамнигадского и Этытейского массивов. Кроме этого нами проведены геохронологические исследования лейкогранитов Тамирского массива (200 км²) – опорного для третьей фазы бичурского комплекса (P₂) (Кошкин и др., 2003) – и получен среднетриасовый возраст (234.3 ± 1.5 млн лет, U-Pb LA-ICP-MS по цирконам, наши неопубликованные данные). Первые единичные результаты датирования гранитоидов бичурского интрузивного комплекса Центрального Забайкалья показывают, что в состав комплекса были включены разновозрастные образования. Полученные геохронологические данные косвенно касаются и возрастов оса-

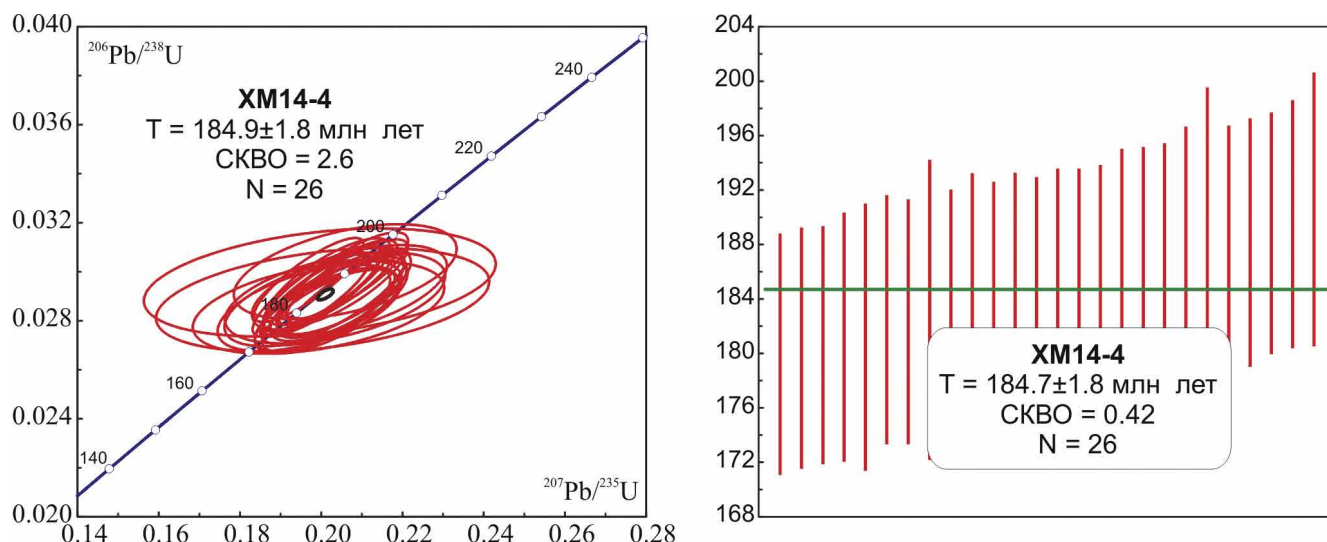


Рис. 7. Диаграмма с конкордией и диаграмма средневзвешенных $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов, скорректированных по обыкновенному свинцу ^{207}Pb методом (Буянтуев и др., 2017) для цирконов из морионовых лейкогранитов Хамнигадского массива (LA-ICP-MS).

Fig. 7. Diagram with concordia and average weighted $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages, corrected to ordinary lead by the Pb^{207} method (Buyantuev et al., 2017), for zircons from morion leucogranites of Khamnigaday massif (LA-ICP-MS).

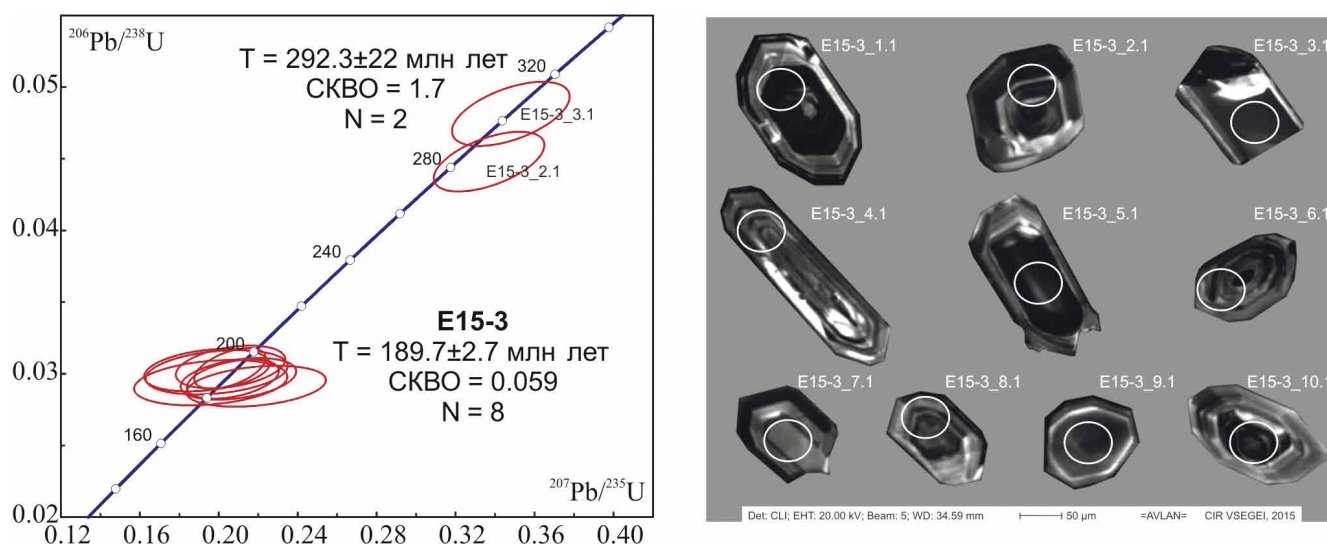


Рис. 8. Диаграмма с конкордией для цирконов из морионовых лейкогранитов Этытейского массива (SHRIMP-II) и микрофотографии исследованных кристаллов.

Fig. 8. Diagram with a concordia for zircons from morion leucogranites of Etytey massif (SHRIMP-II) and CL images of zircon crystals.

дочно-вулканогенных образований региона. Так, морионовые граниты описаны в гальке конгломератов чернаяровской свиты, которая по содержанию отпечатков флоры считается средне-позднетриасовой (Кошкин и др., 2003; и др.).

Типизация морион-гранитов по петрогеохимическим признакам показала их сходство с

А-гранитами “окисленного” типа (Гребенникова, 2014), впервые описанными на территории США (Anderson, Bender, 1989), а позднее обнаруженными в бассейне р. Амазонка (Dall’Agnol, Olivera, 2007). Для подобных пород бразильские ученые вводят термин “окисленный А-тип”, а их кристаллизация предполагается из магм с существенным содержа-

Таблица 3. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из морион-гранитов Этытейского массива SHRIMP-II методом**Table 3.** Results of U-Pb analysis of zircons from morion-granites of Etytei massif (SHRIMP-II method)

№ ТОЧКИ	²⁰⁶ Pb _c , %	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, г/т	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет		D, %
		г/т	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U(1)			1σ, %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U(1)	1σ, %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U(1)		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U(1)		
1.1	0.20	1167	1773	1.57	30.50	0.205	3.6	0.03037	1.9	0.516	189.9±6.8	192.8±3.5	-1.5
2.1	0.23	412	605	1.52	15.90	0.337	3.4	0.04480	1.9	0.553	294.9±10.0	282.5±5.3	4.4
3.1	0.36	488	417	0.88	20.30	0.348	3.5	0.04813	1.9	0.539	303.2±10.6	303.0±5.6	0.1
4.1	0.46	213	220	1.06	5.45	0.210	5.7	0.02964	2.0	0.358	193.6±11.0	188.3±3.8	2.8
5.1	0.78	174	354	2.11	4.41	0.196	8.1	0.02938	2.2	0.269	181.7±14.7	186.6±4.0	-2.6
6.1	0.44	339	867	2.65	8.90	0.206	5.5	0.03047	2.0	0.357	190.2±10.5	193.5±3.8	-1.7
7.1	0.42	290	316	1.13	7.29	0.219	6.6	0.02913	2.0	0.302	201.1±13.3	185.1±3.7	8.6
8.1	0.62	391	486	1.28	10.0	0.207	4.6	0.02963	1.9	0.421	191.2±8.8	188.2±3.6	1.6
9.1	0.63	251	507	2.09	6.52	0.199	7.4	0.03010	2.1	0.284	184.3±13.6	191.2±4.0	-3.6
10.1	0.61	283	447	1.63	7.40	0.194	6.7	0.03025	2.0	0.300	180.0±12.1	192.1±3.8	-6.3

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1 σ . Pb_c и Pb^* – нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно. Погрешность калибровки стандартов составляла 0.57% (1 σ). Rho – коэффициент корреляции изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. D – дискордантность. ⁽¹⁾ Корреляция на обыкновенный свинец вносилась по измеренному ^{204}Pb .

Note. The errors are at the 1 σ level. Pb_c and Pb^* are common and radiogenic lead, respectively. The error of the standard sample calibration was 0.57% (1 σ). Rho – correlation coefficient of the errors of determination of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. D – discordance. ⁽¹⁾ The correction for common lead, based on measured ^{204}Pb .

нием воды (≥ 4 мас. %), первичным источником которых могли быть кварц-полевошпатовые породы (Dall'Agno, Olivera, 2007).

Сравнение составов изученных гранитоидов с экспериментальными данными по дегидратационному плавлению различных коровых пород (Patino Douce, 1999; Altherr et al., 2000) показало, что возможным источником морион-гранитов были метаосадочные породы, так как все фигуративные точки на диаграммах легли в поле метapelитов (рис. 9). Низкие $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.07–0.17), пониженные содержания Sr в сочетании с высокими Rb/Sr (1.51–3.70) и Rb/Ba (0.60–1.60) также указывают на метаосадочный протолит (Sylvester, 1998). По этим признакам морион-граниты имеют определенное сходство с гранитами S-типа. Однако имеются существенные различия по индикаторным веществам и минералогическим параметрам: низкая глиноземистость ($\text{A}/\text{CNK} < 1.1$) и известковистость ($\text{CaO} < 0.65$ мас. %), высокая железистость ($\text{Fe}^* > 0.8$), отсутствие глиноземистых минералов – мусковита, граната, кордиерита.

Петрохимические данные показали, что массивы, представленные гранитами с морион-кварцем, имеют исключительно лейкогранитовый состав ($\text{SiO}_2 = 74.40\text{--}75.90$ мас. %). Вероятнее всего, морион-граниты, точнее морион-лейкограниты, не являются прямыми выплавками метapelитовых источников, а формировались из дифференцированного кремнекислого расплава. На это косвенно указывают геохимические данные: глубокая отри-

цательная европиевая аномалия, обогащение легких редкоземельных элементов относительно тяжелых, очень низкие содержания бария, стронция и пониженные циркония. Присутствие манганогильменита и пирофанита в лейкогранитах может расцениваться как минералогическое подтверждение предположения, так как они кристаллизуются из сильно дифференцированных кислых расплавов богатых летучими компонентами (Sasaki et al., 2003; Tarassova, Tarassov, 2012; и др.). По показателю SiO_2/CaO лейкограниты тяготеют к интервалу 113–185, что характеризует их как породы средней степени фракционирования (Шкодзинский, Зедгенизов, 2004).

В настоящее время установлено, что природная дымчатая окраска имеет вторичный характер и возникает под воздействием ионизирующего (радиационного) облучения на первоначально бесцветный кварц с образованием в его структуре дырочного парамагнитного центра (Балицкий, Лисицына, 1981). В морионах, помимо обычных центров дымчатой окраски, присутствуют электронно-дырочные центры, возникающие на дефектах непрямого характера типа вакансий и дивакансий кислорода и кремния, т. е. на участках с неупорядоченной структурой (Балакирев и др., 1979; Платонов и др., 1984).

Предполагается, что при эволюции исходного кремнекислого расплава к поздним дериватам (морионовые лейкограниты, аплиты) происходило накопление гранитофильных элементов – Rb, Ga, Nb,

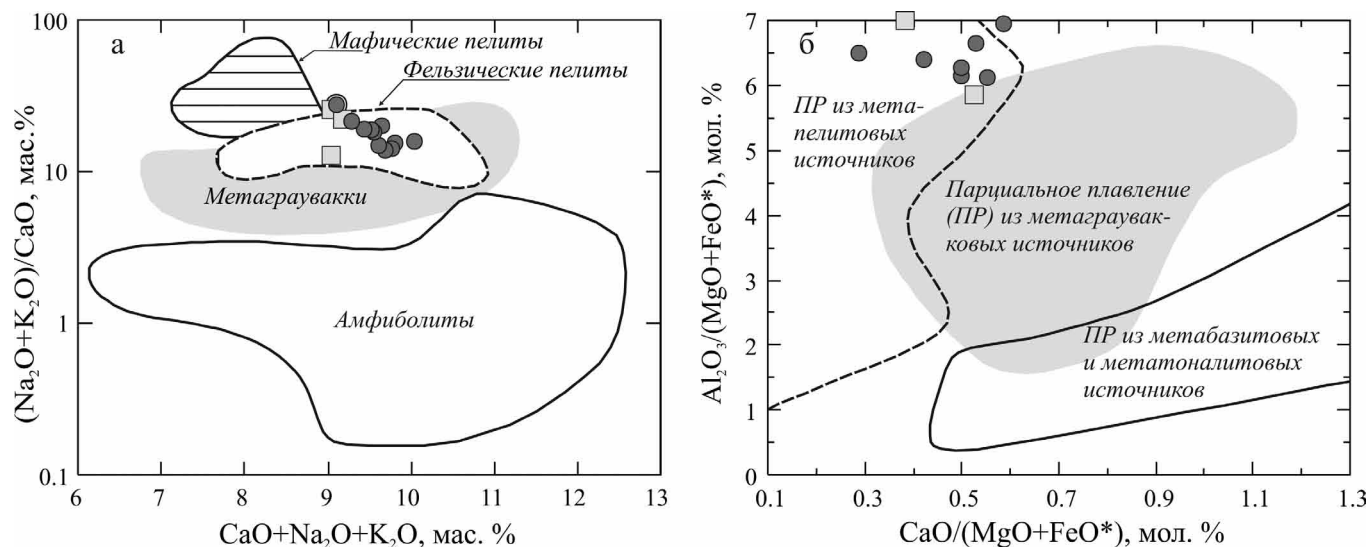


Рис. 9. Сопоставление изученных гранитоидов с экспериментальными данными, поля по (Patino Douce, 1999) (а) и (Altherr et al., 2000) (б).

Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 9. Comparison of researched granitoids with experimental data, fields by (Patino Douce, 1999) (a) and (Altherr et al., 2000) (b).

Designations follow Fig. 2.

Ce, Th, U, что отразилось на акцессорной минералогии (см. выше). Добавим, что лейкограниты Тамирского массива (T_2) при сходном петрохимическом составе имеют иной набор акцессорных минералов, представленный титанитом, апатитом, цирконом, монацитом и содержат обычный серый кварц. Можно полагать, что уран- и торийсодержащие минералы, скорее всего, обеспечили повышенную радиоактивность и повлияли на окраску кварца, а наиболее молодой возраст лейкогранитов – на ее сохранность. Это свидетельствует об отсутствии значимого “термального” воздействия на кварц, так как при нагревании до 300–320°C центры дымчатой окраски обесцвечиваются. Подтверждением повышенной радиоактивности морион-гранитов служат материалы предшественников-съемщиков, где показано, что в пределах Хамнигадайского массива и по его периферии (эндо- и экзоконтактные зоны) имеются участки с повышенной радиоактивностью (до 40 мкР/ч).

На тройной диаграмме А.В. Гребенникова (см. рис. 4б) морион-граниты занимают поле гранитов A_2 – кислых магматических ассоциаций, проявленных в постколлизийной обстановке, а также при скольжении литосферных плит и на поздних стадиях развития горячих рифтогенных структур (Гребенников, 2014). При использовании тектонических дискриминационных диаграмм (Harris et al., 1986) отмечается сходство с постколлизийными гранитами (рис. 10).

Позднетриасовый-раннеюрский этап в Западном, Центральном Забайкалье и Северной Монголии характеризуется формированием крупного зонально-симметричного магматического ареала (области) (Ярмолук и др., 2002; Коваленко и др., 2003). Ядро магматического ареала образовано Хэнтэй-Даурским гранитным батолитом (рис. 11), а внешние зоны (периферийной части) характеризуются развитием рифтовых зон: северный Западно-Забайкальский, южный Северо-Гобийский и западный Хархоринский (Ярмолук и др., 2017). Хэнтэй-Даурский батолит сложен гранитоидами широкого спектра составов от гранодиоритов (главная фаза) до лейкогранитов. В подчиненном количестве присутствуют габбро и диориты. Наиболее поздними в строении батолита являются небольшие дайкообразные и штокообразные тела лейкогранитов, в том числе редкометалльные литий-фтористые (Коваленко и др., 2003; Ярмолук и др., 2013).

Геодинамическая обстановка формирования зонального ареала связывается с воздействием плюма на участок литосферы, находящейся в условиях коллизийного сжатия (Ярмолук и др., 2002; Воронцов и др., 2007). По другим данным (Зорин и др., 1997; Donskaya et al., 2013), коллизийные процессы, связанные с закрытием Монголо-Охотского океана, протекали в средней–верхней юре. Для гранитоидов со сходными геохимическими характеристиками (Наушкинский массив, Западное Забайкалье) и раннеюрским (178 млн лет) возрастом

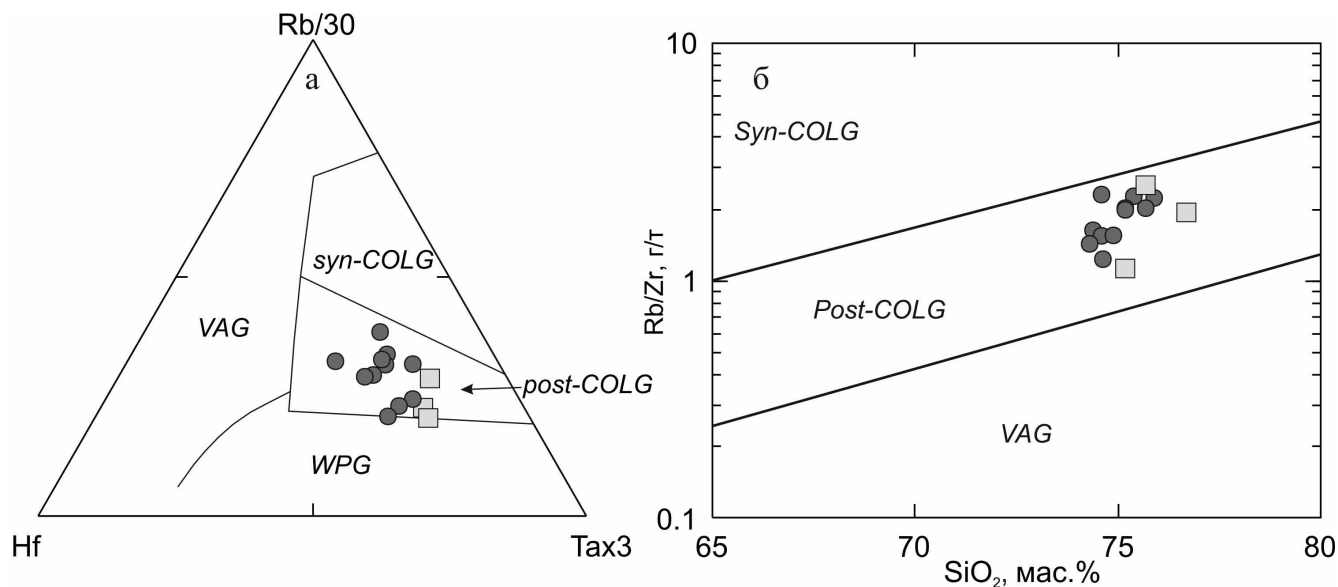


Рис. 10. Дискриминационные диаграммы Rb–Hf–Ta (а), Rb/Zr–SiO₂ (б) по (Harris et al., 1986) для гранитоидов Этытейского и Хамнигадайского массивов.

Поля: WPG – внутриплитные граниты, syn-COLG – синколлизионные граниты, post-COLG – постколлизионные граниты, VAG – граниты островных дуг. Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 10. Rb–Hf–Ta (a), Rb/Zr–SiO₂ (b) (Harris et al., 1986) diagrams for granitoids of Etytey and Khamnigaday massifs.

Fields: WPG – within-plate granites, syn-COLG – syncollisional granites, post-COLG – post-collisional granites, VAG – volcanic-arc granites. Designations follow Fig. 2.

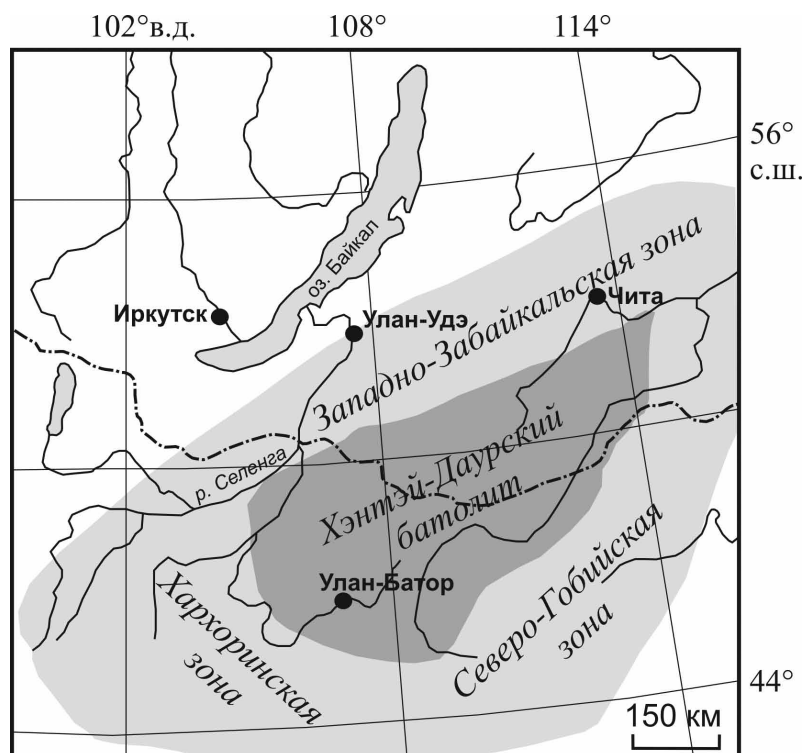


Рис. 11. Схема строения Хэнтей-Даурского зонального магматического ареала.

Fig. 11. Scheme of structure of the Khentey-Dauriya zonal magmatic areal.

обосновывается формирование в условиях внутриконтинентального растяжения на фоне смены субдукционного режима на коллизионный (Донская и др., 2014). Таким образом, на основе полученных изотопно-геохронологических и петрогеохимических данных можно заключить, что образование раннеюрских гранитоидов происходило одновременно с развитием Хэнтэй-Даурского магматического ареала и они, скорее всего, формировались на поздней стадии его развития.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Морион-граниты Центрального Забайкалья имеют раннеюрский (185–190 млн лет, СКВО = 0.06–0.42) возраст и характеризуются ультракислым составом, повышенной щелочностью, умеренной глиноземистостью, низкой известковистостью, редкометалльной геохимической специализацией. Наиболее вероятна кристаллизация их из дифференцированного кремнекислого расплава.

Морион-граниты отличаются от типичных внутриплитных гранитоидов: по петрогеохимическим и минералогическим характеристикам соответствуют А-гранитам “окисленного” типа.

Важным фактором, ответственным за дымчатый цвет кварца, является, скорее всего, повышенная радиоактивность вмещающих гранитоидов (за счет аксессуарных радиоактивных минералов), которая вызвала структурные и другие изменения в минерале, а наиболее молодой возраст пород способствовал сохранению окраски.

Раннеюрские гранитоиды, по-видимому, формировались на поздней стадии развития раннемезозойского Хэнтэй-Даурского магматического ареала, в периферийной его части.

Благодарности

Авторы благодарны А.Ю. Антонову (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) за консультации и плодотворное обсуждение полученных результатов, способствовавшие улучшению рукописи статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балакирев В.Г., Киевленко Е.Я., Никольская Л.В., Самойлович М.И., Хаджи В.Е., Цинобер Л.И. (1979) Минералогия и кристаллофизика ювелирных разновидностей кремнезема. М.: Недра, 152 с.
- Балицкий В.С., Лисицына Е.С. (1981) Синтетические аналоги и имитации природных драгоценных камней. М.: Недра, 158 с.
- Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. (2017) U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры. *Геодинамика и тектонофизика*, 8(2), 369–384.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Дриль С.И., Татарников С.А., Сандимирова Г.П. (2007) Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северо-Монгольской–Западно-Забайкальской рифтовой зоны. *Петрология*, 15(1), 37–60.
- Гордиенко И.В. (1980) Состав и возраст тамирской свиты вулканогенных пород Западного Забайкалья. *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, (7), 84–91.
- Гребенников А.Г. (2014) Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики. *Геология и геофизика*, 55(9), 1356–1373.
- Донская Т.В., Мазукабзов А.М. (2014) Геохимия и возраст пород нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского комплексов метаморфических ядер (северная Монголия–Западное Забайкалье). *Геодинамика и тектонофизика*, 5(3), 683–701.
- Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятова В.Н., Удоратина О.В., Чевычелов В.Ю. (2009) Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометалльных гранитов. *Петрология*, 17(1), 28–50.
- Канищев А.Д., Бубнов Е.Т., Мансуров Д.Х. (1966) Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Забайкальская. Лист М-49-XIV. Объяснительная записка. М., Недра, 85 с.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. (2003) Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектомагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология. *Петрология*, 11(2), 164–178.
- Козубова Л.А. (1962) О мезозойском интрузивном магматизме в западной части Малханского хребта. *Материалы по петрологии гранитоидов Забайкалья*. Л.: Госгеолтехиздат, 41–48.
- Комаров Ю.В., Белоголовкин А.А. (1968) Структура Хамнигадайского массива морион-гранитов в Юго-Западном Забайкалье. *Известия Забайкальского филиала географического общества СССР*. (4), 23–29.
- Костяков Н.П., Сапожников В.П. (1965) Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Забайкальская. Лист М-49-XIII. Объяснительная записка. М.: Недра, 71 с.
- Кошкин В.В., Шелгачев К.М., Дорошкевич Л.С., Шатковская Л.В. (2003) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Селенгинская. Лист М-48-XVIII (Бичура). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 111 с.
- Налетов П.И. (1962) Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 151 с.
- Платонов А.Н., Таран М.Н., Балицкий В.С. (1984) Природа окраски самоцветов. М.: Недра, 196 с.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. (2016) U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными. *Геология и геофизика*, 57(1), 241–258.
- Шкодинский В.С., Зедгенизов А.Н. (2004) Природа спецификации состава кислых магматических пород в различных геодинамических обстановках. *Отчет. геология*, (4), 34–37.

- Яблоков Я.М. (1963) О геологии одного месторождения Забайкалья. *Труды Восточно-Сибирского геологического института АН СССР*. Вып. 13. М., 53-159.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А. (2002) Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области. *Геотектоника*, (4), 293-311.
- Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Кудряшова Е.А. (2017) Рифтогенный магматизм западной части раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области: результаты геохронологических исследований. *Докл. АН*, **475**(6), 669-675.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. (2013) Позднепалеозойский-раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования. *Петрология*, **21**(2), 115-142.
- Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. (2000) High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, **50**, 51-73.
- Anderson J.L., Bender E.E. (1989) Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos*, **23**, 19-52.
- 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**, 215-233.
- 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. *J. Asian Earth Sci.*, **62**, 79-97.
- 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. *J. Petrol.*, **42**, 1771-1802.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. (Eds: M.P. Coward, A.C. Ries). *Collision tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **19**, 67-81.
- Maeda J. (1990) Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of central Hokkaido, North Japan. *Tectonophysics*, **174**, 235-255.
- Patino Douce A.E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of the crust and mantle to the origin of granitic magmas? *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques* (Eds: A. Castro, C. Fernandez, J.L. Vigneresse). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **168**, 55-75.
- Rickwood P.C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, **22**, 247-263.
- Sasaki K., Nakashima K., Kanisawa S. (2003) Pyrophanite and high Mn ilmenite discovered in the Cretaceous Tono pluton, NE Japan *Neues Jahrb. Mineral., Monatsh.*, **7**, 302-320.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes *Magmatism in the ocean basins*. (Eds: A.D. Saunders, M.J. Norry). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Sylvester P.J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, **45**, 29-44.
- Tarassova E., Tarassov M. (2012) First finds of pyrophanite and ferroan pyrophanite in Bulgaria as accessory minerals in the upper cretaceous Granitovo-Chernozem pluton. *Compt. Rend. l'Acad. Bulg. Sci.*, **65**(1), 67-74.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* (Eds: M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley). *Rev. Econ. Geol.*, **7**, 1-35.
- Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. (2000) High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, **50**, 51-73.
- Anderson J.L., Bender E.E. (1989) Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos*, **23**, 19-52.
- Balakirev V.G., Kiienvlenko Ye.Ya., Nikol'skaya L.V., Samoilovich M.I., Khadzhi V.E., Tsinober L.I. (1979) *Mineralogiya i kristallogizika yuvelirnykh raznovidnostei kremnezema* [Mineralogy and crystallophysics of precious varieties of the silica]. Moscow, Nedra Publ., 152 p. (In Russian)
- Balitskii V.S., Lisitsyna Ye.S. (1981) *Sinteticheskie analogi i imitatsii prirodnikh dragotsennykh kamney* [Synthetic analogues and imitations of natural gems]. Moscow, Nedra Publ., 158 p. (In Russian)
- 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. *Geodinamika i Tektonofizika*, **8**(2), 369-384. (In Russian)
- 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**, 215-233.
- 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. *J. Asian Earth Sci.*, **62**, 79-97.
- 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). *Geodinamika i Tektonofizika*, **5**(3), 683-701. (In Russian)
- 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. *J. Petrol.*, **42**, 1771-1802.
- Gordienko I.V. (1980) The composition and age of the Tamir suite of volcanogenic rocks of Western Transbaikalia. *Izv. AN SSSR, Ser. Geol.*, (7), 84-91. (In Russian)
- Grebennikov A.G. (2014) A-type granites and related rocks: problems of identification, petrogenesis, and classification. *Geol. Geofiz.*, **55**(9), 1356-1373. (In Russian)
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Coward M.P., Ries A.C. (Eds.). *Collision tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **19**, 67-81.

- Kanishchev A.D., Bubnov E.T., Mansurov D.Kh. (1966) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Vostochno-Zabaykal'skaya. List M-49-XIV. Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the USSR. Scale 1 : 200 000. Eastern-Transbaikalian series. Chart sheet M-49-XIV. Explanatory note]. Moscow, Nedra Publ., 85 p. (In Russian)
- 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. *Geol. Geofiz.*, 57(1), 241-258. (In Russian)
- Komarov Yu.V., Belogolovkin A.A. (1968) The structure of the Khamnigaday massif of morion-granites in the South-Western Transbaikalia. *Izvestiya Zabaykal'skogo filiala geograficheskogo obshchestva SSSR*. (4), 23-29. (In Russian)
- Koshkin V.V., Shelgachev K.M., Doroshkevich L.S., Shatkovskaya L.V. (2003) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1 : 200 000. Seriya Selenginskaya. List M-48-XVIII (Bichura). Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. Selenginskaya series. Chart sheet M-49-XVIII (Bichura). Explanatory note]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 111 p. (In Russian)
- Kostyakov N.P., Sapozhnikov V.P. (1965) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Vostochno-Zabaykal'skaya. List M-49-XIII. Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the USSR. Scale 1 : 200 000. Eastern-Transbaikalian series. Chart sheet M-49-XIII. Explanatory note]. Moscow, Nedra Publ., 71 p. (In Russian)
- 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., Vladyskin 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. *Petrologiya*, 11(2), 164-178. (In Russian)
- Kozubova L.A. (1962) The Mesozoic intrusive magmatism of the western part of the Malkhan Range. *Materials po petrologii granitoidov Zabaykal'ya* [Materials on the petrology of the Transbaikalia granitoids]. Leningrad: Gosgeoltekhizdat Publ., 41-48. (In Russian)
- Maeda J. (1990) Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of central Hokkaido, North Japan. *Tectonophysics*, 174, 235-255.
- Naletov P.I. (1962) *Intruzivnye gornye porody tsentral'noi chasti Buryatskoi ASSR* [Plutonic rocks of the central part of the Buryat ASSR]. M.: Gosgeoltekhizdat Publ., 151 p. (In Russian)
- Patino Douce A.E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of the crust and mantle to the origin of granitic magmas? Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques (Castro A., Fernandez C., Vigneresse J.L. Eds.). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 168, 55-75.
- Platonov A.N., Taran M.N., Balitsky V.S. (1984) *Priroda okraski samotsvetov* [The nature of gems color]. Moscow, Nedra Publ., 196 p. (In Russian)
- Rickwood P.C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos.*, 22, 247-263.
- Sasaki K., Nakashima K., Kanisawa S. (2003) Pyrophanite and high Mn ilmenite discovered in the Cretaceous Tono pluton, NE Japan. *J. Mineral. Geoch.*, 7, 302-320.
- Shkodzinsky V.S., Zedgenizov A.N. (2004) The nature of the specific composition of acidic igneous rocks in various geodynamic settings. *Otech. Geol.*, (4), 34-37. (In Russian)
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.). *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 42, 313-345.
- Sylvester P.J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45, 29-44.
- Tarassova E., Tarassov M. (2012) First finds of pyrophanite and ferroan pyrophanite in Bulgaria as accessory minerals in the upper cretaceous Granitovo-Chernozem pluton. *Compt. Rend. l'Acad. Bulg. Sci.*, 65(1), 67-74.
- Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V., Lykhin D.A. i dr. (2007) Magmatic sources and geodynamics of the Early Mesozoic Northern Mongolia-Western Transbaikalia Rift Zone. *Petrologiya*, 15(1), 37-60. (In Russian)
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* (Eds: M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley). *Rev. Econ. Geol.*, 7, 1-35.
- Yablokov Ya.M. (1963) The geology of one Transbaikalia deposit. *Proceedings of the East Siberian Geological Institute*. M.: Izd. AN USSR, 13, 153-159. (In Russian)
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Sal'nikova E.B., Budnikov S.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A. (2002) Tectonomagmatic zoning, sources of igneous rocks and geodynamics of the Early Mesozoic Mongolo-Transbaikalian region. *Geotektonika*, (4), 293-311. (In Russian)
- Yarmolyuk V.V., Kozlovskii A.M., Sal'nikova E.B., Travin A.V., Kudryashova E.A. (2017) Early Mesozoic Rift Magmatism of the Central Mongolia: Geochronological Evidence for Evolution of Mongolian-Transbaikalian Zoned Igneous Province *Dokl. AN*, 475(6), 669-675. (In Russian)
- Yarmolyuk V.V., Kuz'min M.I., Kozlovsky A.M. (2013) Late Paleozoic-Early Mesozoic within-plate magmatism in North Asia: traps, rifts, giant batholiths, and the geodynamics of their origin. *Petrologiya*, 21(2), 115-142. (In Russian)
- Zaraiski G.P., Aksyuk A.M., Devyatova V.N., Udoratina O.V., Chevychev V.Yu. (2009) The Zr/Hf ratio as a fractionation indicator of rare-metal granites. *Petrologiya*, 17(1), 28-50. (In Russian)