УДК 552.331:552.13:549.651.11 doi: 10.25993/FM.2026.60.2026.003

Электронная версия доступна на сайте
www.fmm.ru/Новые данные о минералах

Минералогический музей
имени А.Е. Ферсмана РАН

Новые данные о минералах, том 60, вып. 2 (2026), 42–48

НДМ

Особенности минералогии и генезис чароитсодержащих калишпатовых пород массива Малый Мурун

Донченко Д.Р.[1], Плечов П.Ю.[1,2], Ксенофонтов Д.А.[1], Япаскурт В.О.[1], Прохор С.С.[3]

[1]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова; daxiasaurus@gmail.com*
[2]*Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва; pplechov@gmail.com*
[3]*АО «Байкалкварцсамоцветы», с. Смоленщина, Иркутская обл.; citizen_1988@mail.ru*

Детально изучен минеральный состав анхимономинеральных калишпатовых пород, широко распространенных в экзоконтакте Маломурунского интрузива. Эти образования тесно ассоциируют с проявлениями чароитовой минерализации, что указывает на связь в их происхождении. Обнаружено, что калиевый полевой шпат соответствует максимально упорядоченному микроклину, характерному для низкотемпературных условий; кроме того, особенности химического состава микроклина и пироксена могут указывать на немагматическое происхождение минералов. Во многих минералах изученных образцов (микроклине, пироксене, дэлиите, тинаксите) проявлена зональность химического состава, в том числе и в содержании высокозарядных элементов (Ti, Nb, Zr). Предполагаемым протолитом для калишпатитов могли быть ранние щелочные породы Мурунского массива, метасоматически проработанные в связи с поздними интрузиями карбонатитов, а затем гидротермальными процессами, повлекшими образование чароититов.

Ключевые слова: Мурунский массив, чароитит, калишпатит, микроклин, метасоматоз.

Введение

Мурунский комплекс – обобщающее название для нескольких раннемеловых щелочных интрузий калиевой специфики, расположенных на северо-западе Алданского щита. С южной своей оконечности Мурун ограничен реками Ималык и Алаткит, на севере – Торго, на западе – рекой Чара, на востоке – Токко. Хотя в пределах этой территории встречается множество небольших щелочных интрузий, обычно выделяется несколько наиболее крупных массивов: Малый и Большой Мурун, Дагалдын, Кедровый.

Наиболее крупным (около 48 км^2) интрузивом является Маломурунский, к южному контактовому ореолу которого приурочены чароитсодержащие породы. В морфологическом смысле Малый Мурун представляет собой лополитоподобную интрузию, залегающую между архейскими породами кристаллического фундамента и верхнепротерозойскими-кембрийскими образованиями осадочного чехла [Конев и др., 1996]. По результатам K-Ar- (131 ± 2.4 млн лет) и ^{40}Ar-^{39}Ar- (134.1 ± 2.9) датирования Малый Мурун считается раннемеловым [Базарова и др., 1990; Wang et al., 2014].

В южном экзоконтакте Маломурунского интрузива выделяется зона интенсивной фенитизации, сложенная амфибол-эгирин-калишпатовыми метасоматитами. Внутри фенитов, к которым

относятся и калишпатиты, залегают линзовидные тела карбонатитов и пространственно связанных с ними чароитсодержащих пород [Конев и др., 1996].

В разные периоды исследования массива и чароитсодержащих пород предполагался магматический генезис калишпатитов и связанного с ними чароита [Докучиц, Владыкин, 2016], при этом сами породы могли называть микросиенитами [Киевленко, 2000]. Альтернативная гипотеза заключается в метасоматически-гидротермальном происхождении чароита и ассоциирующих с ним пород [Бирюков, 2000; Wang et al., 2014], где калишпатовые породы рассматриваются в качестве фенитов, приуроченных к карбонатитам [Воробьев, 2008]. Отдельного внимания в контексте происхождения чароита заслуживает и недавняя его находка в пределах Патынского массива, расположенного на юго-востоке Кемеровской области, Россия; чароит был обнаружен в диопсид-волластонитовых скарнах, развитых на контакте пироксенитов с мраморизированными известняками [Kasatkin et al., 2019], что указывает и на возможность метасоматического происхождения чароита.

В последние годы исследований Малого Муруна и чароитсодержащих пород внимание было сосредоточено на химических особенностях отдельных минералов пород [Dokuchits et al., 2022; Канева и др., 2025] и анализе флюидных и расплавных включений [Владыкин и др., 2018; Dokuchits et al., 2025]. По результатам работ показано, что формирование чароититов происходило в гетерофазной среде с участием силикатных и сульфатно-карбонатных расплавов и флюидной фазы [Владыкин и др., 2018]. Включения в минералах чароититов (кварце, тинаксите, апатите, дэлиите) разделяются на высокотемпературные (температура гомогенизации T_h > 400 °C) и более низкотемпературные (T_h = 152–364 °C) многокомпонентные включения [Dokuchits et al., 2025].

В настоящей работе детально рассмотрены минеральный состав чароитсодержащих калишпатитов и особенности химического состава минералов.

Образцы и методы

В рамках работы были изучены несколько образцов калишпатовых пород из коллекции Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН, зарегистрированных в научно-исследовательском фонде музея под номерами FMM_FN779, 795/1, 789, 1458. Часть образцов (FMM_FN779, 795/1) была отобрана непосредственно на территории участка Старый месторождения Сиреневый Камень, Иркутская обл., Россия, один из образцов (FMM_FN789) отобран из керна скважины №107 на участке Старый. В скважине отмечается большой интервал калишпатовых пород и маломощные прослои (1–2 см) чароита, имеющего коричневый цвет. Один образец (FMM_FN1458) отобран на участке Новый того же месторождения и представляет собой хорошо выраженный контакт чароитита с ксенолитом; на контакте развиты волокнистый чароит и калишпатит.

Состав минералов определен энергодисперсионным электроннозондовым анализом (спектрометр Oxford X-MaxN с площадью кристалла 50 мм^2, установленный на электронный микроскоп JEOL IT-500) в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ. Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кэВ и токе зонда 0.7 нА. В качестве стандартов использованы природные силикаты [Jarosevich et al., 1980] и синтетические оксиды металлов.

Рентгенографическое изучение было проведено на порошковом дифрактометре STOE-STADI MP (Германия) с изогнутым Ge (111) монохроматором, обеспечивающим строго монохроматическое Cu*K*α1-излучение (λ = 1.541874 Å). Сбор данных осуществлялся в режиме поэтапного перекрывания областей сканирования с помощью позиционно-чувствительного линейного детектора с углом захвата 5° по углу 2θ с шириной канала 0.02°. Определение фазового состава проводилось с помощью программного комплекса WinXPow [STOE & Cie, 2002] и программы Match! [Crystal Impact, 2016] и связанной с ними порошковой базы данных PDF-2 (ICDD-2013). В результате обработки дифрактограммы было установлено соответствие образца с картотечными данными ICDD: 72–1114. Химические анализы минералов были пересчитаны в атомы на формульную единицу (ф.е.) на основе суммы катионов (калиевый полевой шпат 5, пироксен 4, дэлиит 9, тинаксит 13, апатит 8).

Результаты

Калишпатиты макроскопически представляют собой почти мономинеральную породу, сложенную мелкозернистым калиевым полевым шпатом – микроклином. Цвет варьирует от темно-серого до белого с коричневатым оттенком, обусловленным, вероятно, заметной примесью окисного железа. Эти анхимономинеральные образования встречаются как в виде кайм на контакте чароита с заключенными в нем ксенолитами горных пород (например, в образце FMM_FN1458, рис. 1), так и в виде субпластовых тел, пространственно связанных с карбонатитами и чароититами. Кроме микроклина, в качестве второстепенных и акцессорных минералов встречаются клинопироксен, чароит, карбонаты, кварц, тинаксит, дэлиит,

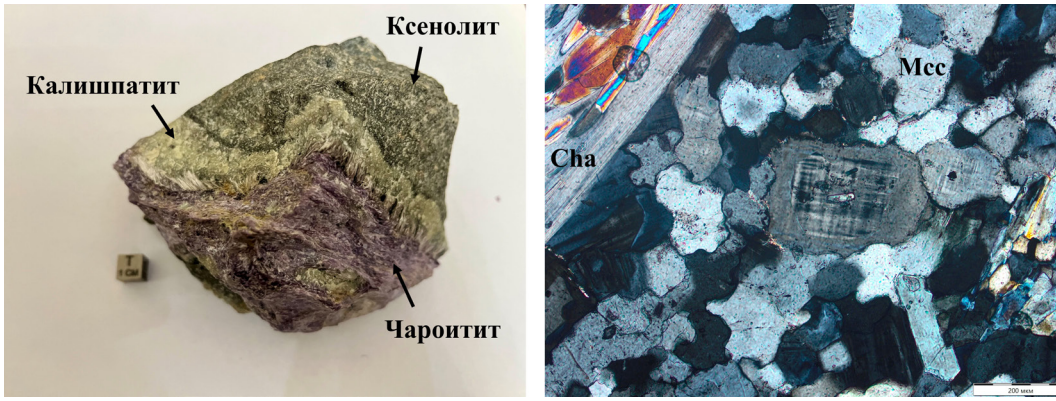

Рис. 1. Слева – калишпатовая зона на контакте чароитита и ксенолита, грань масштабного кубика 1 см, обр. FMM_FN1458; справа – фотография шлифа в скрещенных николях, масштабная линейка 200 мкм, обр. FMM_FN795/1.

Таблица 1. Данные порошковой рентгенографии микроклина из исследованных образцов

FMM_FN1458				FMM_FN789			
№	2θ, °	d, Å	I/I_0	№	2θ, °	d, Å	I/I_0
1	13.07	6.77	20	1	13.64	6.49	52
2	13.59	6.52	67	2	19.37	4.58	19
3	14.9	5.94	16	3	21.01	4.23	164
4	20.94	4.24	96	4	22.31	3.99	105
5	22.24	4.00	61	5	22.65	3.93	49
6	23.1	3.85	68	6	23.21	3.83	114
7	23.96	3.71	37	7	24.03	3.70	105
8	24.57	3.62	30	8	24.7	3.61	53
9	25.52	3.49	138	9	25.58	3.48	236
10	26.31	3.39	84	10	26.42	3.37	203
11	26.96	3.31	140	11	27.47	3.25	1000
12	27.38	3.26	1000	12	29.45	3.03	113
13	29.34	3.04	49	13	30.24	2.96	123
14	30.17	2.96	28	14	30.81	2.90	154
15	30.72	2.91	99	15	32.26	2.78	43
16	32.06	2.79	20	16	32.45	2.76	20
17	32.29	2.77	22	17	34.19	2.62	59
18	34.1	2.63	17	18	34.9	2.57	58
19	34.81	2.58	46	19	35.2	2.55	27
20	35.04	2.56	17	20	35.6	2.52	39

фторапатит.

Микроклин, слагающий основную часть породы, в шлифе имеет изометричную форму зерен размером 0.1–0.6 мм в диаметре с неровными краями. Зерна характеризуются зональным строением, выражающимся в неодновременном погасании зерен в скрещенных николях (рис. 1). Микроклин имеет аномальную темно-синюю интерференционную окраску. Химический состав микроклина также обнаруживает неоднородность: от центра зерна к его периферии закономерно увеличивается содержание Fe^{3+} вместе со снижением содержания K, Si, Al (табл. 2).

Согласно данным порошковой рентгенографии (табл. 1), полученным по двум образцам (FMM_FN789, 1458), калиевый полевой шпат соответствует максимально упорядоченному микроклину. Программно были определены параметры элементарных ячеек для образцов. Для образца FMM_FN1458: a = 8.6080 Å, b = 12.9731 Å, c = 7.2287 Å, α = 90.9137°, β = 115.7752°, γ = 87.3024°, V = 726.1236 Å^3; для образца FMM_FN789: a = 8.5838 Å, b = 12.9456 Å, c = 7.2117 Å, α = 90.7863°, β = 115.8401°, γ = 87.5918°, V = 720.6053 Å^3.

У зерен клинопироксена местами наблюдаются неровные края при общем сохранении кристаллографических очертаний. Неоднородности состава пироксена проявлены заметно: в центральной части зерна содержится большее количество Ca (0.25–0.34 ф.е.) и Mg (до 0.29 ф.е.), чем на периферии, где содержание Ca снижается до 0.02–0.06 ф.е., а Mg – до 0.06 ф.е. (хотя встречены и зерна, где магний отсутствует); вместе с этим к краю зерен увеличивается содержание Na (до 0.91–0.96 ф.е.) и Fe^{3+} (до 0.88 ф.е.) Меняется и содержание целого ряда примесных элементов: так, в наиболее богатом Ca и Mg клинопироксене встречены примеси Al (до 0.09 ф.е.), Fe^{2+} (до 0.13 ф.е.), V (до 0.08 ф.е.), Mn (до 0.01 ф.е.), Ti (до 0.01 ф.е.) По мере увеличения эгиринового минала уменьшается количество всех упомянутых примесных элементов, тогда как содержание Mn, напротив, увеличивается. Отдельно стоит отметить, что для пироксенов чароитовых пород характерно заметное содержание V (0.72–1.05 мас.%) [Воробьев, 2008], однако полученные в работе значения (табл. 3) существенно превышают известные в литературе.

Таблица 2. Состав микроклина из исследованных образцов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	64.74	64.48	64.25	63.62	64.13	62.85	63.86	63.95
Al_2O_3	18.13	17.16	14.96	17.65	16.1	14.2	15.6	16.96
Fe_2O_3	0.54	1.75	3.94	0.69	2.41	4.32	3.22	1.14
MgO	–	–	–	0.03	0.14	0.17	–	–
CaO	0.06	0.07	0.12	0.09	0.09	0.04	0.12	0.24
Na_2O	0.02	0.07	0.13	0.07	0.07	0.03	0.13	0.16
K_2O	17.04	16.92	16.77	16.79	16.66	16.44	16.78	16.71
Сумма	100.53	100.45	100.17	98.94	99.6	98.05	99.7	99.17

Примечание. Анализы приведены в мас.%. 1–3 – состав разных зон зерна микроклина (от центра к краю), 4–6 – состав разных зон зерна микроклина (от центра к краю), 7–8 – включения микроклина в тинаксите. Прочерки – концентрации ниже порога обнаружения. Fe_2O_3 рассчитан по балансу кислорода.

Таблица 3. Состав второстепенных и акцессорных минералов из исследованных образцов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	52.61	51.48	60.76	58.57	62.85	61.61	–	–	54.87	55.64
TiO_2	0.31	0.42	–	–	4.63	0.94	–	–	9.23	10.5
Al_2O_3	0.07	–	–	–	–	–	–	–	–	0.03
Fe_2O_3	26.50	29.67	–	–	–	–	–	–	–	–
FeO	1.59	2.49	–	–	–	–	–	–	1.11	0.85
MnO	0.06	0.54	0.18	0.18	–	–	–	–	1.22	0.71
MgO	2.12	–	–	–	–	–	–	–	0.12	0.23
CaO	3.37	0.44	21.17	20.91	–	–	48.04	42.65	13.82	13.53
Na_2O	11.5	12.58	1.55	0.75	–	–	–	–	3.58	3.94
K_2O	0.04	–	9.24	8.43	16.45	16.14	–	–	12.26	12.36
P_2O_5	–	–	–	–	–	–	40.8	39.32	–	–
F	–	–	–	–	–	–	3.67	3.42	–	–
Cl	–	–	–	–	–	–	0.04	0.01	–	–
SrO	–	–	–	0.99	–	–	7.12	14.4	–	–
BaO	–	–	3.5	3.22	–	–	0.08	0.31	–	–
V_2O_3	1.95	–	–	–	–	–	–	–	–	–
ZrO_2	–	–	–	–	14.22	19.57	–	–	0.48	0.07
Nb_2O_5	–	–	–	–	–	–	–	–	0.21	–
Сумма	97.46	97.62	99.62	95.68	98.15	98.26	99.74	100.11	96.91	97.86

Примечание. Анализы приведены в мас.%. 1–2 – эгирин, 3–4 – чароит, 5–6 – дэлиит, 7–8 – фторапатит, 9–10 – тинаксит. Прочерки – концентрации ниже порога обнаружения. FeO и Fe_2O_3 для анализов эгирина рассчитаны по балансу кислорода.

Чароит в изученных образцах либо встречается в прожилках в породе, либо развивается по границам зерен других минералов (микроклина, кварца). Характеризуется достаточно выдержанным составом по главным компонентам, в нем может присутствовать примесь Sr (до 0.99 мас.%).

В проанализированном дэлиите вариации состава связаны с соотношением между Ti и Zr: в пределах одного зерна наблюдаются как участки, соответствующие практически чистому дэлииту (содержание Zr до 0.95 ф.е.) с незначительной примесью Ti (до 0.05 ф.е.), так и участки с повышенным даванитовым миналом (содержание Ti до 0.34 ф.е.) Такие промежуточные составы между дэлиитом и даванитом были описаны ранее [Конев и др., 1996].

Состав тинаксита тоже неоднороден. Так, в центральных участках зерен тинаксита содержатся примеси Nb (до 0.02 ф.е.) и Zr (0.03 ф.е.), которые отсутствуют на периферии.

Состав фторапатита также испытывает небольшие вариации, они выражены в разном содержании Sr (от 0.36 до 0.76 ф.е.) и Ba (до 0.01 ф.е.), изоморфно замещающих Ca. Эти изменения наблюдаются в пределах единого зерна, как в случае с остальными минералами.

Обсуждение результатов

Генезис пород Мурунского массива в целом и чароита в частности дискутируется с самого открытия массива. В основном интерес связан с породами, относящимися к поздним стадиям развития комплекса (Sr–Ba-карбонатитами, торголитами, чароититами, каритами и др.) Изначально большинство из них считались магматическими образованиями [Воробьев, 2008; Владыкин и др., 2018], но с развитием взглядов на историю массива становится понятно, что важную, если не решающую роль в их генезисе играли метасоматически-гидротермальные процессы [Плечов и др., 2023; Wang et al., 2014].

В случае с калишпатитами, для происхождения которых был в том числе предположен и механизм отделения от силикатно-карбонатного расплава-флюида [Владыкин и др., 2018; Докучиц, Владыкин, 2016], многие особенности указывают на то, что породы формировались в условиях, не соответствующих магматическим. Сама геологическая позиция этих практически мономинеральных пород может указывать на их метасоматическое происхождение. Так, в одном случае калишпатовые каймы развиты на контакте ксенолитов в чароиститах, в другом – в форме пластовых тел в связке с карбонатитами и чароиститами. Такую пространственную позицию можно объяснить в первом случае диффузионным, во втором – инфильтрационным метасоматозом. Мономинеральные калишпатиты, возникшие в результате метасоматоза, описаны и в пределах других щелочных массивов – Сыннырского, Томторского, Рябинового [Дворник, 2014].

Породообразующий минерал микроклин соответствует максимально упорядоченному, характерному для низкотемпературных условий [Thompson et al., 1996]. Содержание в нем ортоклазового минала составляет 98–100 %, что не характерно для калиевого полевого шпата магматического происхождения. Распространенный в калишпатитах клинопироксен также представлен практически чистым эгирином с содержанием эгиринового минала ($NaFe^{3+}Si_2O_6$), достигающим 96 %.

Зональное строение зерен микроклина отражает многостадийный процесс образования всего комплекса пород, ассоциирующих с чароитом. Причиной аномальных цветов интерференции микроклина может служить вхождение Fe^{3+} в тетраэдрическую позицию [Elliott et al., 2018]. Достаточно высокое содержание окисленного железа в его структуре объясняется устойчивостью трехвалентной формы элемента в условиях щелочных растворов; в особенности перенос железа в окисленной форме повышается в хлоридных растворах [Stefánsson et al., 2019].

Неоднородный состав минералов (пироксена, дэлиита, тинаксита) характерен для чароитсодержащих пород [Dokuchits et al., 2023]. Это свидетельствует о подвижном состоянии таких высокозарядных элементов, как Ti, Zr, Nb, которые обычно остаются инертными, однако при воздействии щелочных растворов переходят в подвижное состояние [Gieré, 1990; Ayers et al., 2012]; важную роль при этом играет содержание в растворе F и Cl. Составу минералообразующего раствора для минералов чароититов уже уделялось внимание [Владыкин и др., 2018; Dokuchits et al., 2025], проанализированные флюидные включения в минералах характеризуются хлоридно-сульфатно-карбонатным составом.

Протолитом калишпатитов могли служить ранние щелочные породы Мурунского массива (кальсилитовые сиениты, псевдолейцитовые и щелочные сиенит-порфиры), измененные в связи с внедрением карбонатитов, а в дальнейшем процессами, повлекшими генезис чароититов. Ксенолиты этих пород распространены в карбонатитах и чароиститах [Алексеев, 1982; Воробьев, 2008], где по их периферии наблюдается калишпатовая кайма. В чароиститах наблюдается стадийность в преобразовании сиенитов [Воробьев, 2008], когда их обломки преобразуются в эгирин-калишпатовые породы с прожилками чароита.

Вместе с тем в калишпатитах фиксируется два парагенезиса. Первый этап формирования пород обусловлен интенсивной фенитизацией, на этом этапе сформировались ранний калиевый полевой шпат, пироксен, апатит. Мурунские калишпатиты характеризуются высокими содержаниями Fe^{3+} в микроклине, что характерно для фенитов, связанных с карбонатитами [Elliott et al., 2018]. Для образования анхимономинеральных калишпатитов по упомянутым породам предполагается интенсивный привнос K и в отдельных случаях Si. Согласно [Elliott et al., 2018], поздние растворы, связанные с интрузиями карбонатитов, часто характеризуются повышенным отношением K/Na. Устойчивый в подобных условиях калиевый полевой шпат нарастал на реликтовые зерна, цементируя межзерновое пространство.

Первый парагенезис сменяется поздним кварц-чароитовым; возможно, что на этом же этапе образовался и дэлиит. Секущие взаимоотношения между мелкозернистыми калишпатитами и чароитом (рис. 2) указывают на более позднюю

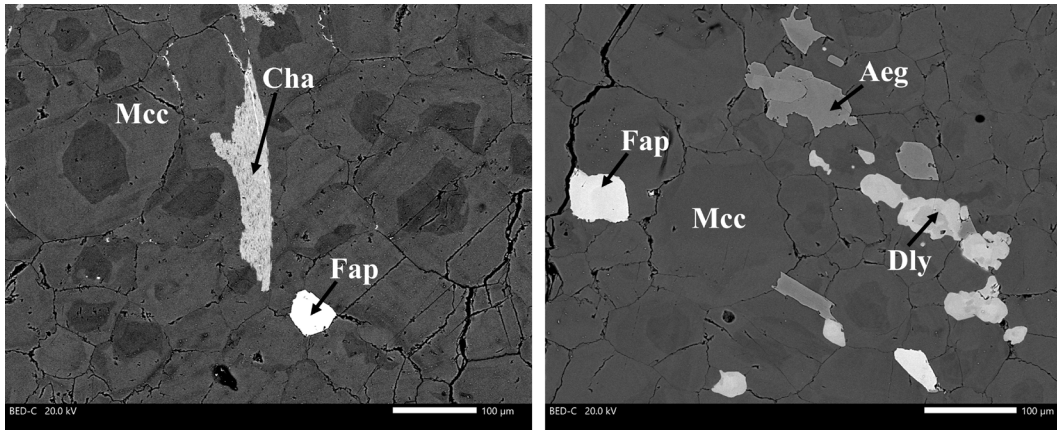

Рис. 2. Акцессорные минералы из исследованного образца мелкозернистой калишпатовой породы. Изображения сделаны в режиме BSE. Масштаб 100 мкм. Обр. FMM_FN779. Aeg – эгирин, Cha – чароит, Dly – дэлиит, Fap – фторапатит, Mcc – микроклин.

кристаллизацию последнего. Сам чароит находится в равновесии с кварцем [Воробьев, 2008]. Наличие в калишпатитах кварца и специфических силикатов, например дэлиита, указывает на высокую активность в минералообразующей среде кремнезема, так как для их образования необходимы высокие активности K и Si [Dokuchits et al., 2023]. В этом случае остается нерешенным вопрос источника кремнезема для минералообразующих растворов. На Мурунском массиве, кроме чароитсодержащих пород, известно множество разновидностей пород, обогащенных кремнеземом, таковыми являются, например, кариты [Плечов и др., 2023], грорудиты, торголиты [Воробьев, 2008] и др. Возможно, что поздние фенитизирующие растворы выносили Si из вмещающих пород комплекса – такие случаи были описаны в связи с завершающими стадиями интрузий карбонатитов [Elliott et al., 2018].

Выводы

В проанализированных образцах калишпатовых пород главным минералом является микроклин, по данным рентгенофазового анализа соответствующий наиболее упорядоченной его модификации; второстепенные и акцессорные фазы представлены эгирином, чароитом, Sr–Ba–Ca-карбонатами, тинакситом, дэлиитом, фторапатитом, кварцем. Большинство упомянутых минералов характеризуется неоднородным, часто зональным строением, отражающим многостадийный процесс формирования пород. Химические особенности некоторых минералов (микроклина, пироксена) указывают на их метасоматическое происхождение. Протолитом для этих мономинеральных образований могли быть ранние щелочные породы Мурунского массива, подвергшиеся воздействию реакционноспособного раствора, богатого K, Cl, CO_2, F, а затем переработанные процессами, связанными с образованием чароититов.

Авторы выражают благодарность Е.В. Каневой и Э.Ю. Докучиц за ценные замечания и рекомендации, способствовавшие улучшению рукописи.

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН по госбюджетной теме FMWF-2025-0003 №1024031900273-2-1.5.2 «Видовое и химическое разнообразие минералов и их парагенезисов в земных объектах и в метеоритном веществе».

Список литературы:

Алексеев Ю.А. Карбонатиты Мурунского ультракалиевого щелочного комплекса (северо-западная часть Алданского щита) // Геология и геофизика. 1982. Т. 23. Вып. 9. С. 62–69.

Базарова Т.Ю., Жидков А.Я., Костюк В.П., Орлова М.П., Панина Л.И. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск: Наука, 1990. 239 с.

Бирюков В.М. Щелочные метасоматиты Мурунского комплекса и особенности их минерагении // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск: ЦНТИ, 2000. С. 110–113.

Воробьев Е.И. Чароит. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2008. 140 с.

Владыкин Н.В., Боровиков А.А., Докучиц Э.Ю., Томас В.Г. Генезис чароитовых пород Мурунского массива (Алданский щит, Россия) // Геохимия. 2018. Т. 63. Вып. 12. С. 1118–1131.

Дворник Г.П. Метасоматизм и золотое оруденение калиевых щелочных массивов (на примере Центрально-Алданской щелочной провинции). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2014. 329 с.

Докучиц Э.Ю., Владыкин Н.В. Вариации составов чароита и парагенных с ним минералов из чароитовых пород // Науки о Земле и недропользование. 2016. Вып. 2 (55). С. 51–60.

Канева Е.В., Радомская Т.А., Докучиц Э.Ю., Шендрик Р.Ю. Франкаменит в чароитовых породах Мурунского массива: сравнительная характеристика зеленой и сиренево-серой разновидности // Литосфера. 2025. Т. 25. Вып. 2. С. 238–250.

Киевленко Е.Я. Геология самоцветов. Москва: Изд-во Земля, Экост, 2000. 582 с.

Конев А.А., Воробьев Е.И., Лазебник К.А. Минералогия Мурунского щелочного массива. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 221 с.

Плечов П.Ю., Ушакова С.А., Щербаков В.Д. Минералогия и генезис каритов Мурунского комплекса // Новые данные о минералах. 2023. Т. 57. Вып. 1. С. 5–13.

Ayers J.C., Zhang L., Luo Y., Peters T.J. Zircon solubility in alkaline aqueous fluids at upper crustal conditions // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2012. V. 96. P. 18–28.

Crystal Impact. Match! (software) // Crystal Impact GbR. Germany. 2016.

Dokuchits E.Y., Jiang S.Y., Stepanov A.S., Zhukova I.A., Radomskaya T.A., Marfin A.E., Vishnevskiy A.V. Geochemistry of Ca-(K)-(Na) silicates from charoitites in the Sirenevyi Kamen gemstone deposit, Murun Complex, Eastern Siberia // Ore Geology Reviews. 2022. V. 143. 104787.

Dokuchits E.Y., Jiang S.Y., Stepanov A.S., Zhukova I.A., Radomskaya T.A., Su H.M., Liu S.Q. Mineral associations and in-situ major and trace element compositions of dalyite from charoitites, Murun complex, Siberia // Ore Geology Reviews. 2023. V. 153. 105297.

Dokuchits E.Y., Jiang S.Y., Xiong S.F., Stepanov A., Zhukova I., Li W.T. Fluid and mineral inclusions of charoitite deposit in the Murun alkaline-carbonatite complex, Eastern Siberia, Russia // Journal of Geochemical Exploration. 2025. V. 274. 107735.

Elliott H.A.L., Wall F., Chakhmouradian A.R., Siegfried P.R., Dahlgren S., Weatherley S., Finch A.A., Marks M.A.W., Dowman E., Deady E. Fenites associated with carbonatite complexes: A review // Ore Geology Reviews. 2018. V. 93. P. 38–59.

Gieré R. Hydrothermal mobility of Ti, Zr and REE: examples from the Bergell and Adamello contact aureoles (Italy) // Terra Nova. 1990. V. 2(1). P. 60–67.

Jarosevich E., Nelen J.A., Norberg J.A. Reference samples for electron microprobe analysis // Geostandards Newsletter. 1980. V. 4(1). P. 43–47.

Kasatkin A.V., Cámara F., Chukanov N.V., Škoda R., Nestola F., Agakhanov A.A., Belakovskiy D.I., Lednyov V.S. Patynite, NaKCa4(Si9O23), a new mineral from the Patynskiy massif, Southern Siberia, Russia // Minerals. 2019. V. 9(10). 611.

Stefánsson A., Lemke K.H., Seward T.M. Iron (III) chloride complexation in hydrothermal solutions: A combined spectrophotometric and density functional theory study // Chemical Geology. 2019. V. 524. P. 77–87.

STOE & Cie. WinXPow (software) // STOE & Cie GmbH. Germany. 2002.

Thompson A.J.B., Thompson J.F.H., Dunne K.P.E. Atlas of alteration: a field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals. Mineral deposits division, 1996. 119 p.

Wang Y., He H., Ivanov A.V., Zhu R., Lo C. Age and origin of charoitite, Malyy Murun massif // International Geology Review. 2014. V.56(8). P. 1007–1019.