



УДК 552.11(470.5)

<https://doi.org/10.26516/2073-3402.2025.51.60>

Вещественная характеристика и модель происхождения брекчиевидных порфиритов Шартымского массива (Балбукский ареал, Южный Урал): пример палеовулканического анализа

А. А. Самигуллин, И. Р. Рахимов*

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Российская Федерация

Аннотация. Впервые рассмотрены особенности вещественного состава трахиандезибазальтовых порфиритов (в том числе брекчиевидных) Шартымского массива и Пичугинских интрузий, которые ранее были отнесены к диоритам и гранитам балбукского комплекса Южного Урала. По результатам петрографических, минералогических и геохимических исследований в брекчиевидных порфиритах выявлено три типа автокластов и один тип ксенокластов. Автокласты незначительно различаются между собой по составу, в том числе по плотности расположения фенокристов плагиоклаза (от 85 до 45 об. %) и его анортитовому миналу ($An_{68-25-5}$), что в целом соответствует единой закономерно эволюционированной вулканической системе. Ксенокласт отвечает низкокалийевому трахиту и по вещественным характеристикам он не связан ни с брекчиевидными порфиритами, ни с более молодыми риолит-порфирами Шартымского массива. Разработана модель происхождения порфиритов, связанная с деятельностью вулканической постройки, где изученные породы отвечают жерловой фации. На основе геохимического анализа время их проявления ассоциируется с магматизмом балбукского комплекса монцонитоидов (~350 млн лет). Породы обладают ярко выраженными признаками надсубдукционного магматизма (отрицательная Nb-Ta-Ti-аномалия, положительная Pb-аномалия), что весьма характерно для магматитов раннего карбона Магнитогорской мегазоны. Более молодые риолит-порфиры Шартымского массива внедрились в позднем карбоне и вероятно привели к сильной деформации вулканической постройки трахиандезибазальтов.

Ключевые слова: Балбукский ареал, ранний карбон, трахиандезибазальты, порфириты, брекчия, вулканизм, автокласт, ксенокласт.

Благодарности. Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ № 22-77-10049.

Для цитирования: Самигуллин А. А., Рахимов И. Р. Вещественная характеристика и модель происхождения брекчиевидных порфиритов Шартымского массива (Балбукский ареал, Южный Урал): пример палеовулканического анализа // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2025. Т. 51. С. 60–79. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2025.51.60>

Composition Characteristics and Model of Origin of Brecciated Porphyrites of the Shartym Massif (Balbuk Areal, Southern Urals): An Example of Paleovolcanic Analysis

A. A. Samigullin, I. R. Rakhimov*

Institute of geology UFRS RAS, Ufa, Russian Federation

Abstract. The paper considers for the first time the composition of trachyandesite-basaltic porphyrites (including brecciated ones) of the Shartym massif and Pichugin intrusions, which were previously attributed to the diorites and granites of the Balbuk complex of the Southern Urals. Based on the results of petrographic, mineralogical and geochemical studies, 3 types of autoclasts and 1 type of xenoclasts were identified in the brecciated porphyrites. The autoclasts differ slightly from each other in composition, including the density of plagioclase phenocrysts (from 85 to 45 vol.%) and its anorthite content ($An_{68-25-5}$), which generally corresponds to a single, regularly evolved volcanic system. The xenoclast corresponds to low-potassium trachyte and, according to its geochemical characteristics, it is not related to either brecciated porphyrites or younger rhyolite-porphyry of the Shartym massif. A model of the porphyrite origin related to the activity of a volcanic structure, where the studied rocks correspond to the vent facies, has been developed. Based on geochemical analysis, the time of their occurrence is associated with magmatism of the Balbuk monzonitoid complex (~350 Ma). The rocks have pronounced signs of subduction-related magmatism (negative Nb-Ta-Ti anomaly, positive Pb anomaly), which is quite typical of the Early Carboniferous magmatites of the Magnitogorsk megazone. Younger rhyolite-porphyry of the Shartym massif were intruded in the Late Carboniferous and probably led to strong deformation of the volcanic structure of basaltic trachyandesites.

Keywords: Balbuk area, early Carboniferous, trachyandesibasalt, porphyrite, breccia, volcanism, autoclast, xenoclast.

For citation: Samigullin A.A., Rakhimov I.R. Composition Characteristics and Model of Origin of Brecciated Porphyrites of the Shartym Massif (Balbuk Areal, Southern Urals): An Example of Paleovolcanic Analysis. *The Bulletin of Irkutsk State University. Series Earth Sciences*, 2025, vol. 51, pp. 60-79. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2025.51.60> (in Russian)

Введение

Магнитогорская мегазона находится в центральной части Южного Урала между зоной Главного Уральского разлома (ГУР), к западу от которого расположены зона Уралтау и Башкирский мегантиклинорий, и Восточно-Уральской мегазоной [Пучков, 2000; 2010]. Мегазона отвечает Магнитогорскому островодужному террейну (МОТ), развивавшемуся с конца раннего девона до карбона и представляющему собой 400-километровый реликт одной из наиболее сохранившихся слабо деформированных островных дуг Урала, включающий разнообразные по составу и металлогеническому потенциалу магматические образования [Салихов, Митрофанов, 1994; Магнитогорская зона ... , 2019; Ферштатер, 2013]. В позднем девоне – раннем карбоне МОТ причленился к восточной окраине палеоконтинента Лавруссия (Восточно-Европейского), после чего проявился масштабный постостроводужный вулканизм и интрузивный магматизм [Пучков, 2010]. Изучение постостроводужного магматизма МОТ имеет длительную историю, поскольку с ним связаны многочисленные крупные и мелкие месторождения железа, титана, меди, золота [Знаменский, Знаменская, 2009; Магнитогорская зона Южного ... , 2019].

В зоне северного выклинивания Магнитогорской мегазоны, а также в смежной зоне ГУР выделен балбукский комплекс монцонит-сиенит-гранитного состава [Геологическое доизучение масштаба ... , 2003; Магнитогорская зона Южного ... , 2019]. Породы балбукского комплекса ранее датировались различными изотопными методами в фундаментальных научных работах [Горожанин, 1995; 1998]. Результаты наших последних исследований показали, что объединение монцонитов и гранитов в единый комплекс неправомерно, поскольку они имеют серьезные различия по геохимии и изотопному возрасту [Этапы проявления монцонитового ... , 2024]. Поскольку петротипом балбукского комплекса являются монцониты и сиениты массива Балбук, то в составе комплекса нами решено рассматривать лишь эти разновидности пород. По вещественному составу и геологическому положению породы балбукского комплекса близки к монцонит-сиенитовым ассоциациям Ахуново-Петропавловского и Верхнеуральско-Кассельского гранитоидных ареалов, рассматривающихся как центры длительного мантийно-корового взаимодействия [Ахуново-Петропавловский гранитоидный ... , 2021]. С помощью Rb-Sr изотопной геохронологии установлен возрастной диапазон 363–346 млн лет проявления монцонит-сиенитовых ассоциаций северной части МОТ. Гранитный же магматизм данного региона по данным Rb-Sr и U-Pb (по циркону) геохронологии формировался в диапазоне 307–294 млн лет [Этапы проявления монцонитового ... , 2024]. Таким образом, нами выделен Балбукский гранитоидный ареал, самый северный из трех указанных, формировавшийся в течение всего карбона.

В составе балбукского комплекса присутствуют как интрузивные, так и субвулканические образования, природа которых неоднозначна и дискуссионна. Среди них наиболее широко распространены монцонитоиды (в том числе порфириды) крупных массивов Балбук, Красный, Константиновский, а также мелких массивов Шариповской группы. Дополнительно к ним нами недавно были обнаружены брекчиевидные порфириды базит-мезитового состава, развитые в восточном обрамлении Шартымского гранитоидного массива (рис. 1), ранее рассматриваемого в качестве второй фазы балбукского комплекса [Геологическое доизучение масштаба ... , 2003]. На геологических картах (масштабы 1:200 000 и 1:50 000) первого и второго поколений эти порфириды отмечены как средние или кислые члены также второй фазы балбукского комплекса. Проведенные нами петрографические, минералогические и геохимические исследования показали, что эти породы специфичны и могут иметь принципиальное значение для реконструкции условий формирования балбукского комплекса. В статье представлены результаты комплексного изучения брекчиевидных порфиритов Шартымского массива, обсуждается связь с балбукским комплексом и предлагается модель их образования.

Геологическое строение объекта исследований

Данный раздел основан на результатах геолого-съёмочных работ [Отчет по геологическому ... , 1983; Геологическое доизучение масштаба ... , 2003] с некоторыми авторскими уточнениями. Шартымский массив расположен в се-

веро-западной части Магнитогорской мегазоны к западу от Кураминско-Гумбейского разлома в зоне Шартымской синклинали (рис. 1, б). Его размеры в плане 3,3×2,2 км, мощность не менее 150 м, он слегка вытянут в меридиональном направлении. Основная часть массива выполнена довольно однородными щелочными риолит-порфирами, а в юго-восточной и восточной частях в виде огибающей интрузии развиты порфириты трахиандезибазальтового состава, в том числе брекчиевидные разновидности (рис. 1, б, в). На геологической карте масштаба 1:50 000 этот крайовой плутон размером 2×0,2 км показан как место проявления реакционных роговообманковых диоритов, диорит-порфиритов [Отчет по геологическому ... , 1983], а на карте масштаба 1:200 000 и вовсе отмечены гранит-порфиры [Геологическое доизучение масштаба ... , 2003].

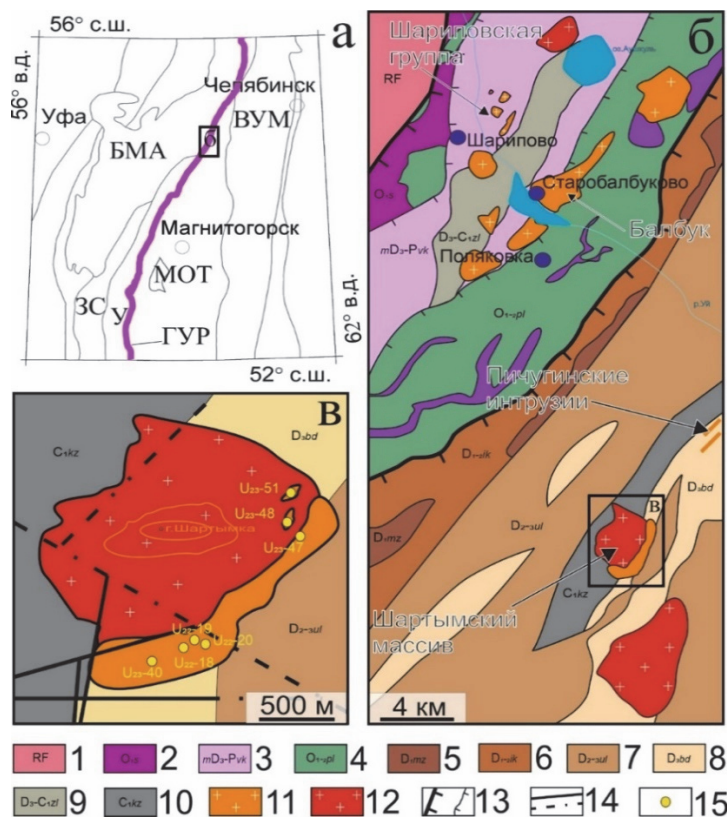


Рис. 1. Геологическая карта исследуемой территории:

а – общий план; б – фрагмент карты №-40-18 [Геологическое доизучение..., 2003]; в – крупномасштабная карта Шартымского массива. Условные обозначения: БМА – Башкирский мегантиклинорий, ЗС – Зилаирский синклиний, У – антиклинорий Уралтау, ГУР – Главный Уральский разлом, МОТ – Магнитогорский островодужный террейн, ВУМ – Восточно-Уральская мегазона. Легенда: 1 – рифей, 2 – сакмарский дунит-гарцбургитовый комплекс, 3 – зона меланжа, 4 – поляковская свита, 5 – мазовская свита, 6 – ирендыкская свита, 7 – улутауская свита, 8 – бугодакская толща, 9 – зилаирская свита, 10 – кизильская свита, 11 – балбукский комплекс (преимущественно монцититы), 12 – субщелочные кислые породы, 13 – надвиги, 14 – разрывные нарушения, 15 – место пробоотбора

Вмещающими породами Шартымского массива на востоке являются туфы и туфопесчаники улутауской свиты (D_{2zv-f}) и песчаники зилаирской свиты (D_{3fm}), а на западе – известняки кизильской свиты (C_{1s}). Также в нескольких километрах к северо-востоку близ пос. Пичугинского развиты тела порфири-тов, аналогичных шартымским (см. рис. 1). С брекчиевидными порфиритами Шартымского массива связывают мелкие рудопроявления меди гидротер-мального генезиса [Отчет по геологическому ... , 1983], однако их структур-ные и вещественные особенности не приведены. Также известна Шартымская золотая россыпь на одноименной реке, огибающей массив с запада и севера [Отчет по геологическому ... , 1983; Геологическое доизучение масштаба ... , 2003]. Кроме того, в риолитах и брекчиевидных порфиритах массива нами об-наружена редкоземельная минерализация, представленная монацитом, ксено-тимом, алланитом и РЗЭ-содержащим эпидотом [Самигуллин, Рахимов, 2023; Самигуллин, Рахимов, 2024].

Методика исследований

Полевые геологические исследования с отбором штучных проб (рис. 1, в) проведены авторами в 2022–2023 гг. Из 9 отобранных образцов было изготов-лено 15 шлифов и пластин, изученных с помощью оптической и сканирующей электронной микроскопии (СЭМ). Состав минералов определен с помощью энергодисперсионного спектрометра Xplorer 15 Oxford Instruments, установ-ленного на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 4 Compact (ИГ УФИЦ РАН, Уфа). Обработка спектров производилась автоматически при помощи программного пакета AzTec One с использованием методики TrueQ. При съемке использованы следующие установки: ускоряющее напря-жение 20 кВ, ток зонда в диапазоне 3–4 нА, время накопления спектра 20 с в режиме Point&ID.

Химический состав пород определен методами рентгенофлуоресцент-ного анализа (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСПМС). Методом РФА определены содержания петрогенных элементов на спектрометре X-Calibur (Израиль) в ИГ УФИЦ РАН. Пределы обнаружений для элементов составляли от 0,01 до 0,02 мас. %, для V, Ni и Cr – в диапазоне 5–10 г/т. Для построения калибровочных графиков использовались аттесто-ванные государственные образцы магматических пород. Часть проб (класти-ческие включения) определена по пластинкам с помощью рентгеноспектраль-ного микроанализа (РСМА) на СЭМ в режиме Point&ID, время накопления произвольной спектральной области 60–120 с. Определение микроэлемент-ного состава выполнено на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плаз-мой Agilent 7500cx, Agilent Technologies (США) в ТРЦКП (Томск).

Результаты исследований

Петрография и минералогия

Изученные образцы порфири-тов макроскопически имеют темно-зелено-ватую окраску с оттенками черного, желтовато-зеленого и светло-серого (рис. 2).

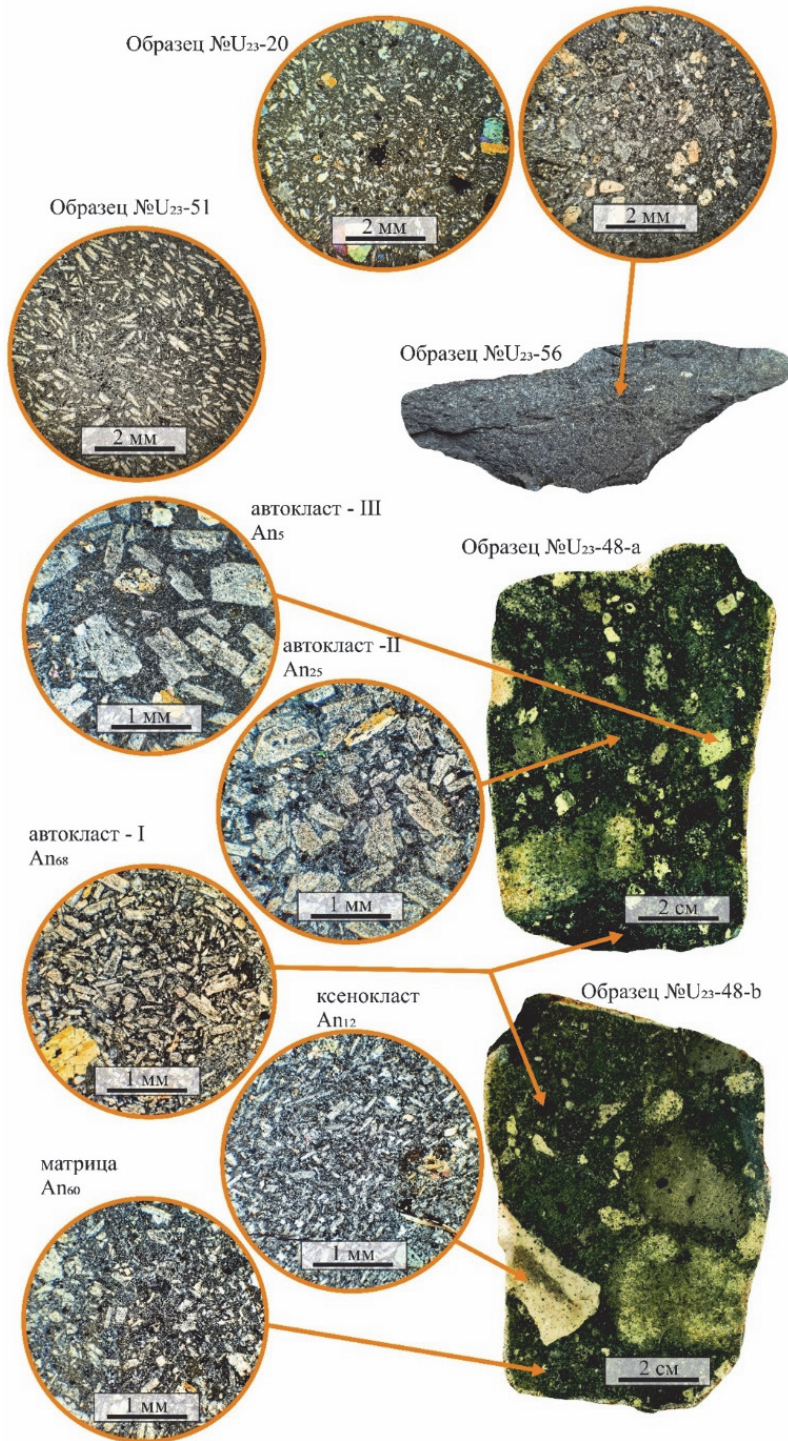


Рис. 2. Макро- и микрофотографии брекчиевидного порфирита обр. U₂₃-48 Шаргымского массива

Пять из девяти отобранных образцов обладают брекчиевидной текстурой и, соответственно, пятнистой окраской, остальные – массивной текстурой и однородной темной окраской. Структура пород порфиристая, в том числе внутри отдельных обломков. Оба образца Пичугинской площади – однородные массивные. Среди порфиритов выявлены разновидности с более крупными плотно расположенными вкрапленниками (обр. U₂₂-20) и мелкими редкими (U₂₃-51, U₂₃-55, U₂₃-56) (см. рис. 2). В первом типе порфиры клинопироксена (размеры от 0,2×0,5 до 1×2 мм) и плагиоклаза (размеры от 0,1×0,5 до 0,5×2 мм) занимают до 85 об. %, во втором – до 50 об. % с размерами зерен 0,05–0,5 мм у плагиоклаза и 0,1–2 мм у клинопироксена. Причем во втором типе доля клинопироксена значительно меньше относительно плагиоклаза. Основная масса пород сложена скрытокристаллическим агрегатом альбита, серицита, кварца и эпидота. Акцессорные минералы представлены калиевым полевым шпатом, титанитом, магнетитом, сфеном, апатитом и баритом. Породы умеренно или сильно метасоматизированы, что отразилось на частичном или полном замещении плагиоклаза агрегатом соссюрита, а клинопироксена – хлорит-актинолитовым агрегатом.

Брекчиевидные породы (обр. U₂₃-18, U₂₃-19, U₂₃-40, U₂₃-47, U₂₃-48) сложены обломками пироксен-плагиоклазовых порфиритов размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, иногда до первых десятков сантиметров. По минеральному составу и структуре матрица и обломки слабо различаются между собой, что дает основание рассматривать последние как автокласты. Кроме того, среди обломков присутствует порода кислого состава, по всей видимости представляющая собой ксенокласты. Кластитовые включения и матрица наиболее детально изучены нами на примере крупного образца U₂₃-48, отобранного из блока-ксенолита среди риолитов в восточной части Шартымского массива (рис. 1, в). В этом образце нами были выявлены три типа автокластов, имеющих размер 0,4–4 см, и один тип ксенокластов размером от 1 до 5 см, представленный риолит-порфиром. Матрица в брекчиях сложена породой андезитобазальтового облика с интерсертальной структурой основной массы, в которой порфиристые вкрапленники занимают 40–50 об. %. Вкрапленники представлены лейстами плагиоклаза размером до 0,05×0,2 мм и призматическими зернами и шпирами клинопироксена размером до 0,5×1,5 мм, а также амфиболом двух типов: первичным позднемагматическим и вторичным постмагматическим, с размерами кристаллов до 0,5×1,5 мм. Клинопироксен обладает очень выдержанным составом, попадая в поле диопсида (рис. 3, а). Плагиоклаз по составу варьирует от An₁₅ до An₆₀, отвечая лабрадору и андезину (рис. 3, б). У амфибола (рис. 3, в) выявлены следующие генерации: 1) магнезиогастингсит, вероятно развитый в результате реакции клинопироксена с остаточным расплавом на позднемагматической стадии, 2) актинолит, являющийся гидротермально-метасоматическим продуктом замещения клинопироксена. Вторичные минералы – альбит, амфибол, хлорит, эпидот, серицит, алланит. Акцессорные минералы – сфен, барит, магнетит, титаномангнетит, апатит, хромшпинелид. Ниже дано подробное описание каждого типа включения.

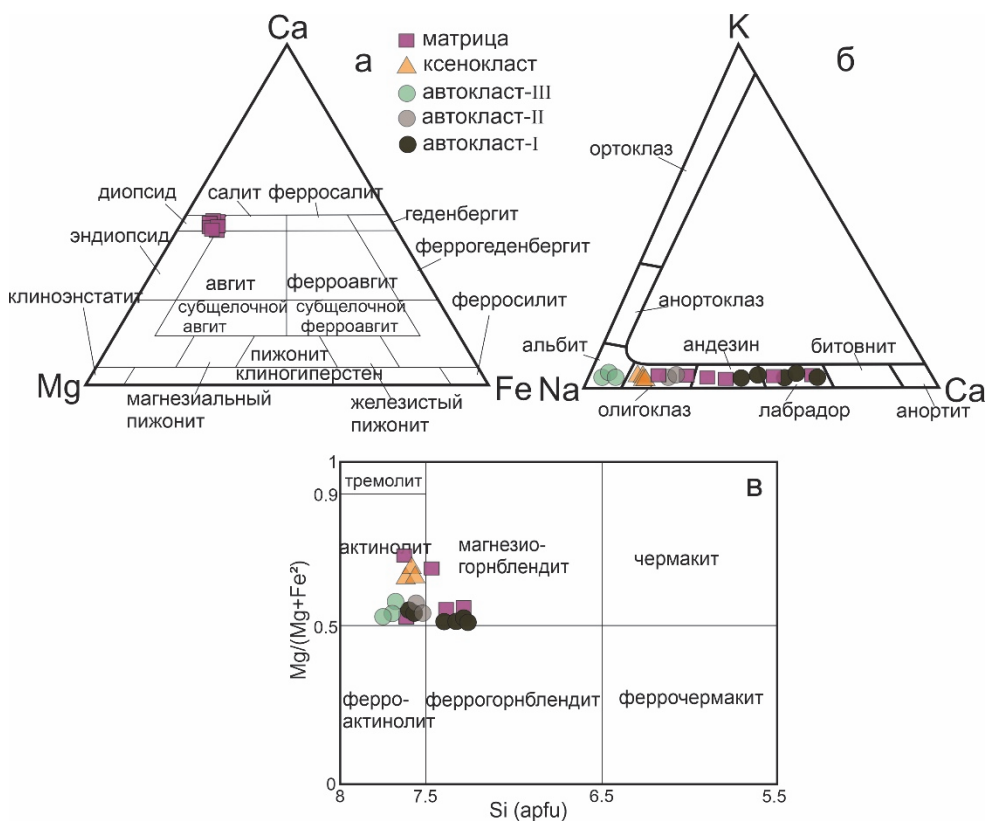


Рис. 3. Классификационные диаграммы для пироксенов (а) по [Morimoto, 1988], полевых шпатов (б) по [Wittke, Sykes, 1990; Deer, Howie, Zussman, 1992], амфиболов (в) по [Nomenclature of amphiboles ... , 1997] для брекчиевидного субвулканита обр. U23-48 Шаргымского массива

Автокласт-I (А-I) – наиболее темноцветный порфирит (см. рис. 2). Эта порода наиболее богата рудным минералом – магнетитом. Структура основной массы – интерсертальная. Микрофенокристы представлены плагиоклазом с размерами таблитчатых зерен до 0,5 мм и измененным клинопироксеном с размерами зерен до 1,5 мм. Плагиоклаз отвечает лабрадору с An_{68} (см. рис. 3, а), а клинопироксен замещен магнезиогастингситом и актинолитом (см. рис. 3, в). Доля вкрапленников составляет 80 об. %. Промежутки выполнены ксеноморфными кристаллами альбита (по плагиоклазу), эпидота (по плагиоклазу и клинопироксену), кварца и магнетита, различимыми лишь в электронном микроскопе. Их размер в среднем от 0,01 до 0,03 мм, редко до 0,1 мм. В магнетите выявлены примеси Cr_2O_3 до 0,71 мас. %, TiO_2 до 0,66 мас. % и V_2O_5 до 0,20 мас. %.

Автокласт-II (А-II) представляет собой порфирит, наиболее близкий по окраске и структуре к матрице (см. рис. 2). Вкрапленники плагиоклаза, отвечающего олигоклазу An_{25} (см. рис. 3, а) имеют размеры от 0,05×0,1 мм до 0,5×1 мм. Клиннопироксен практически полностью замещен актинолитом

(см. рис. 3, в), размер зерен достигает 0,8 мм. Доля порфировых вкрапленников 65 об. %. В основной массе развиты те же альбит, эпидот и кварц.

Автокlast-III (А-III) – наиболее измененный и разреженный по плотности вкрапленников порфирит (см. рис. 2). Таблитчатый плагиоклаз размером до 1,2 мм нацело альбитизирован (см. рис. 3, б). Клинопироксен размером до 0,7 мм полностью замещен актинолитом (см. рис. 3, в). Доля фенокристов 45 об. %. Основная масса представлена альбитом, эпидотом и кварцем.

Ксенокласт соответствует риолит-порфиру с интерсертальной структурой основной массы. Основная масса состоит из удлиненных лейст плагиоклаза ($Аn_{20}$) (рис. 3, а) размером до $0,2 \times 0,08$ мм. Клинопироксен полностью замещен актинолитом, псевдоморфозы которого достигают 0,9 мм. Объем порфировых вкрапленников составляет 10 %.

Петрохимия

Изученные порфириты на TAS-диаграмме образуют тренд от трахибазальта к трахиандезиту (рис. 4, а). Наименее кремнеземистыми (SiO_2 50–52 мас. %) и глиноземистыми ($al' = 1,0–1,1$), а также наиболее магнизальными ($Mg\# = 0,57–0,63$) являются брекчиевидные порфириты обр. U_{22-19} и U_{23-40} . Наиболее кислый ($SiO_2 = 61$ мас. %) и низкомагнезильный ($Mg\# = 0,48$) брекчиевидный порфирит – обр. U_{22-18} , который также является и экстремально глиноземистым ($al' = 2,2$). Остальные образцы как однородных (U_{22-20} , U_{23-51} , U_{23-55}), так и брекчиевидных (U_{23-47} , 48) порфиритов схожи между собой: SiO_2 53–57 мас. %, умеренно высокая глиноземистость ($al' = 1,2–1,6$), умеренная магнизальность $Mg\# MgO \times (MgO / (MgO + FeO^t))_{mol} = 0,47–0,63$. По содержанию K_2O породы попадают в область высококалиевой и шощонитовой серий (рис. 4, б). Отношение K_2O/Na_2O варьирует в диапазоне 0,2–0,9. Они характеризуются умеренно низким содержанием TiO_2 0,6–1,2 мас. %. На вариационных диаграммах точки составов пород образуют единые тренды, указывающие на генетическую общность (рис. 4, в, г, д, е). С ростом содержания SiO_2 постепенно уменьшается MgO , $Fe_2O_3^t$, увеличивается Na_2O , но не меняются содержания Al_2O_3 . Химический состав пород приведен в табл. 1 и 2.

В обр. U_{23-48} брекчиевидного порфирита нами при помощи РФА и РСМА изучен состав матрицы, автокlastов и ксенокласта (см. табл. 2). Матрица отвечает трахиандезибальту (см. рис. 4, а) и характеризуется умеренно высокой глиноземистостью ($al' = 1,1$), умеренной магнизальностью ($Mg\# = 0,528$). Сумма щелочных оксидов $Na_2O + K_2O$ (6,2 мас. %) заметно ниже, чем в автокlastах, в которых эта величина $\geq 7,2$ %. По содержанию K_2O она относится к высококалиевой серии, величина $K_2O/Na_2O = 0,61$.

Автокlast-I по составу соответствует трахиандезибальту. Характеризуется умеренно высокой глиноземистостью ($al' = 1,2$), умеренной магнизальностью $Mg\# = 0,465$, отношение $K_2O/Na_2O = 0,80$, по содержанию K_2O попадает в шощонитовую серию (см. рис. 4, б). Порода наиболее богата Fe_2O_3 (11,06 мас. %), что коррелирует с повышенным количеством магнетита.

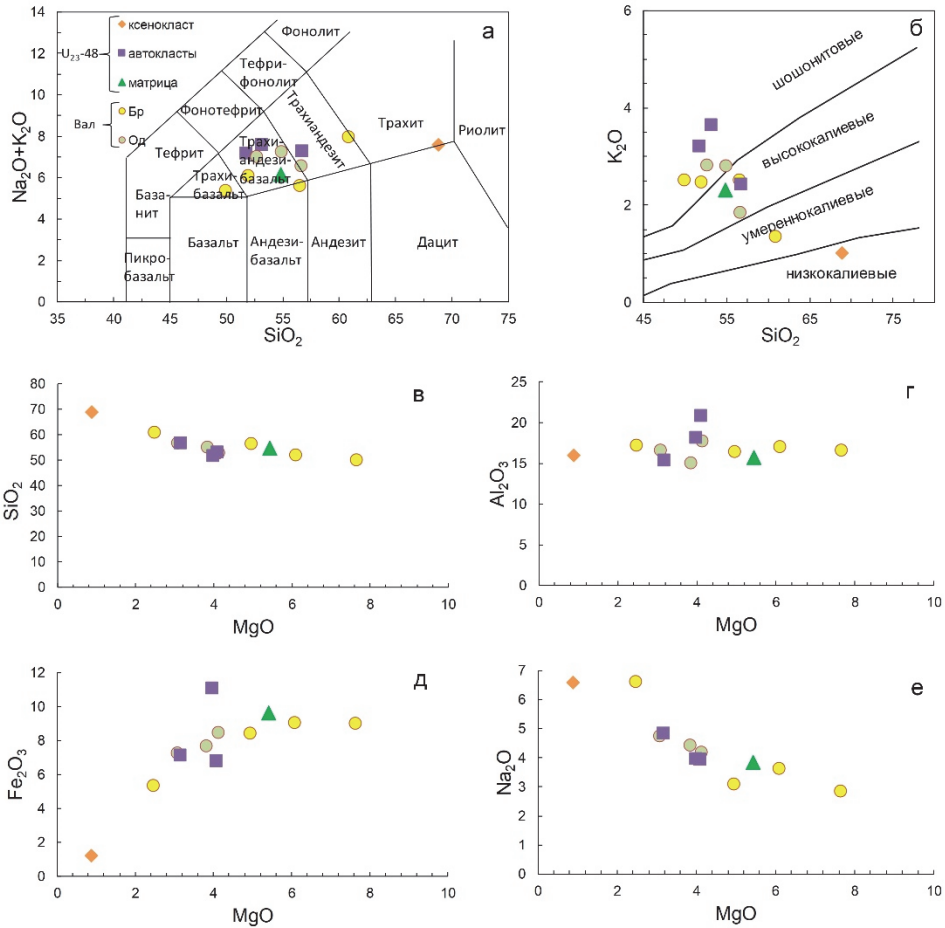


Рис. 4. Классификационные и вариационные петрохимические диаграммы для брекчиевидных (Бр) и однородных (Од) порфиров Шаргымского массива: а – TAS по [Middlemost, 1985], б – SiO₂-K₂O по [Pescerillo, Taylor, 1976], в-е – диаграммы MgO – SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O

Таблица 1

Химический состав порфиров Балбукского ареала (по данным РФА), петрогенные элементы в мас. %, примесные элементы в г/т

Элемент	U ₂₂ -18	U ₂₂ -19	U ₂₂ -20	U ₂₃ -40	U ₂₃ -47	U ₂₃ -51	U ₂₃ -55*
SiO ₂	60,88	51,99	56,63	49,94	56,52	52,69	54,9
TiO ₂	0,55	0,75	0,8	0,88	0,7	1,1	1,18
Al ₂ O ₃	17,2	17,04	16,63	16,6	16,44	17,72	15,05
Fe ₂ O ₃ [†]	5,35	9,02	7,23	9,01	8,42	8,47	7,65
MnO	0,08	0,12	0,1	0,13	0,13	0,1	0,12
CaO	5,1	6,57	7,46	7,44	5,77	6,81	8,27
MgO	2,47	6,09	3,08	7,65	4,95	4,13	3,84
Na ₂ O	6,62	3,61	4,73	2,85	3,09	4,18	4,43
K ₂ O	1,35	2,47	1,84	2,51	2,51	2,82	2,81

Окончание табл. 1

Элемент	U ₂₂₋₁₈	U ₂₂₋₁₉	U ₂₂₋₂₀	U ₂₃₋₄₀	U ₂₃₋₄₇	U ₂₃₋₅₁	U _{23-55*}
P ₂ O ₅	0,19	0,3	0,22	0,46	0,29	0,35	0,74
S _{общ}	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,13	0,04	0,04
ППП	0,87	2,23	1,75	2,68	1,88	1,81	1,43
Сумма	100,68	100,2	100,49	100,17	100,82	100,23	100,45
V	71	115	109	126	107	190	200
Cr	327	77	120	110	131	69	185
Ni	27	59	27	49	58	13	38
Cu	125	17	66	29	17	120	20
Zn	34	61	50	78	61	36	45
Rb	41	66	52	58	97	84	44
Sr	1034	955	1105	991	785	1096	1262
Y	19	21	23	24	29	31	33
Zr	170	165	174	196	160	212	261
Nb	9	9	8	9	8	8	10
Ba	570	1040	874	1057	986	860	2057
K ₂ O/Na ₂ O	0,2	0,68	0,39	0,89	0,81	0,67	0,63
al'	2,2	1,13	1,61	1	1,23	1,41	1,31
Fe#	0,52	0,43	0,54	0,37	0,46	0,51	0,5
Mg#	0,48	0,57	0,46	0,63	0,54	0,49	0,5

Примечание: * – образец из Пичугинской интрузии, остальные – из Шартымского массива. Fe₂O₃^t = FeO×1,1114 + Fe₂O₃.

Таблица 2

Химический состав (мас. %) матрицы, автоклавов (А-I, II, III) и ксенокласта из обр. U₂₃₋₄₈ (по данным РФА и РСМА)

Элемент	Матрица (РФА)	Матрица (РСМА)	А-I (РСМА)	А-II (РСМА)	А-III (РФА)	А-III (РСМА)	Ксенокласт (РСМА)	Риолит* (РФА)
SiO ₂	54,82	54,56	51,75	53,15	56,71	56,12	68,83	72,44
TiO ₂	0,77	0,78	0,66	0,72	0,9	0,81	0,33	0,11
Al ₂ O ₃	15,74	16,05	18,17	20,86	15,4	15,31	16,04	15,59
Fe ₂ O ₃ ^t	9,63	9,72	11,06	6,79	7,11	7,05	1,19	1,21
MnO	0,15	0,13	0,2	0,17	0,385	0,31	0,09	0,02
CaO	5,02	5,14	4,79	4,43	8,58	8,12	3,39	0,5
MgO	5,43	5,51	3,98	4,09	3,16	3,55	0,88	0,01
Na ₂ O	3,84	3,81	3,97	3,94	4,83	4,62	6,57	5,17
K ₂ O	2,31	2,35	3,21	3,65	2,43	2,41	1,02	3,78
P ₂ O ₅	0,248	0,29	0,42	0,33	0,225	0,24	0,18	0,01
S _{общ}	0,059	–	–	–	0,01	–	–	0,01
ППП	2,55	–	–	–	1,78	–	–	0,5
Сумма	100,6	98,34	97,79	97,8	99,5	98,54	98,34	99,36
K ₂ O/Na ₂ O	0,602	0,617	0,809	0,926	0,503	0,522	0,155	0,73
A/CNK	0,877	0,87	0,971	1,13	0,59	0,59	0,89	1,15
al'	1,05	1,05	1,21	1,92	1,5	1,44	7,75	12,78
Mg#	0,528	0,52	0,465	0,544	0,468	0,47	0,594	0,01
Fe#	0,472	0,47	0,535	0,456	0,532	0,53	0,406	0,98

Примечание: * – средний состав риолит-порфиров Шартымского массива по пяти образцам. Данные РСМА – среднее по трем или более областям.

Автокласт-II также соответствует трахиандезибазальту. Характеризуется очень высокой глиноземистостью ($al' = 1,9$), повышенной магнезиальностью $Mg\# = 0,544$, величина $K_2O/Na_2O = 0,92$ максимальная среди изученных проб. Эта порода наиболее богата K_2O (3,65 мас. %) и попадает в область шошонитовой серии (см. рис. 4, б).

Автокласт-III отвечает трахиандезиту. Этот тип породы обогащен SiO_2 (56,71 мас. %) относительно других автокластов, что сближает ее с обр. U₂₂-18. Характеризуется высокой глиноземистостью ($al' = 1,5$), умеренной магнезиальностью $Mg\# = 0,468$, величина $K_2O/Na_2O = 0,50$, порода относится к высококалиевой серии (рис. 4, б).

Ксенокласт на TAS-диаграмме попадает в поле трахита. Сумма щелочных оксидов Na_2O+K_2O (7,59 мас. %) сопоставима с автокластами, но отношение $K_2O/Na_2O = 0,16$ существенно ниже и эта порода попадает в область низкокалиевой серии. Индекс Шенда ($A/CNK = 0,89$) позволяет отнести его к метаклиноземистым породам [Maniag, Piccoli, 1989]. Для сравнения в табл. 2 отражен средний состав риолит-порфира Шартымского массива, демонстрирующий его существенное отличие от ксенокласта. По индексу Шенда ($A/CNK = 1,15$) он является перглиноземистым. Величина K_2O/Na_2O у среднего риолит-порфира 0,73, т. е. выше почти в 5 раз. Кроме того, в нем более чем вдвое выше индекс железистости ($Fe\# = 0,98$) относительно ксенокласта ($Fe\# = 0,41$).

Геохимия

Микроэлементный состав порфиритов в целом отражает их близость между собой (табл. 3). Особенно это видно по уровню концентраций высокозарядных элементов (HFSE – Nb, Zr, Y, REE), менее очевидно – по крупноионным литофильным элементам (LILE – Cs, Rb, Sr, Ba). По высоким содержаниям Sr (1179 и 1016 г/т) и Ba (4253 и 2046 г/т) выделяются образцы U₂₃-48a (соответствует А-III) и U₂₃-55 (Пичугинская интрузия). Существенные вариации выявлены по концентрациям сидерофильных элементов – V и Cr. Сумма редкоземельных элементов (REE) в среднем составляет 120 г/т, причем минимальными концентрациями отличается образец с наиболее высоким содержанием кремнезема (U₂₂-18). Спектры REE фракционированы (рис. 5, а), легкие REE резко преобладают над тяжелыми. Величина $(La/Yb)_n$ варьирует в разных пробах от 6,3 до 12,3, отношение $(La/Sm)_n = 2,80-4,38$, $(Gd/Yb)_n = 1,18-2,66$. Европейская аномалия выражена слабо: $(Eu/Eu^*) = 0,87-1,11$. В целом рисунок спектров разных проб очень схож, это относится и к автокласту (А-III), и к матрице из брекчиевидного порфирита. На мультиэлементной спайдер-диаграмме спектры распределения также идентичны (рис. 5, б). Выявлены пики-максимумы для LILE и Pb, а также минимумы по Nb, Ta и Ti. Для сравнения на нормированных спайдер-диаграммах отображены спектры распределения индикаторных микроэлементов в монцонитах массива Балбук и монцонит-порфиритах Шариповской группы интрузий. Морфология спектров очень схожа, учитывая выявленные максимумы и минимумы. Это касается пород массива Балбук и пород второй подгруппы Шариповских интрузий, отличающихся от первой подгруппы обогащенностью HFSE и LILE.

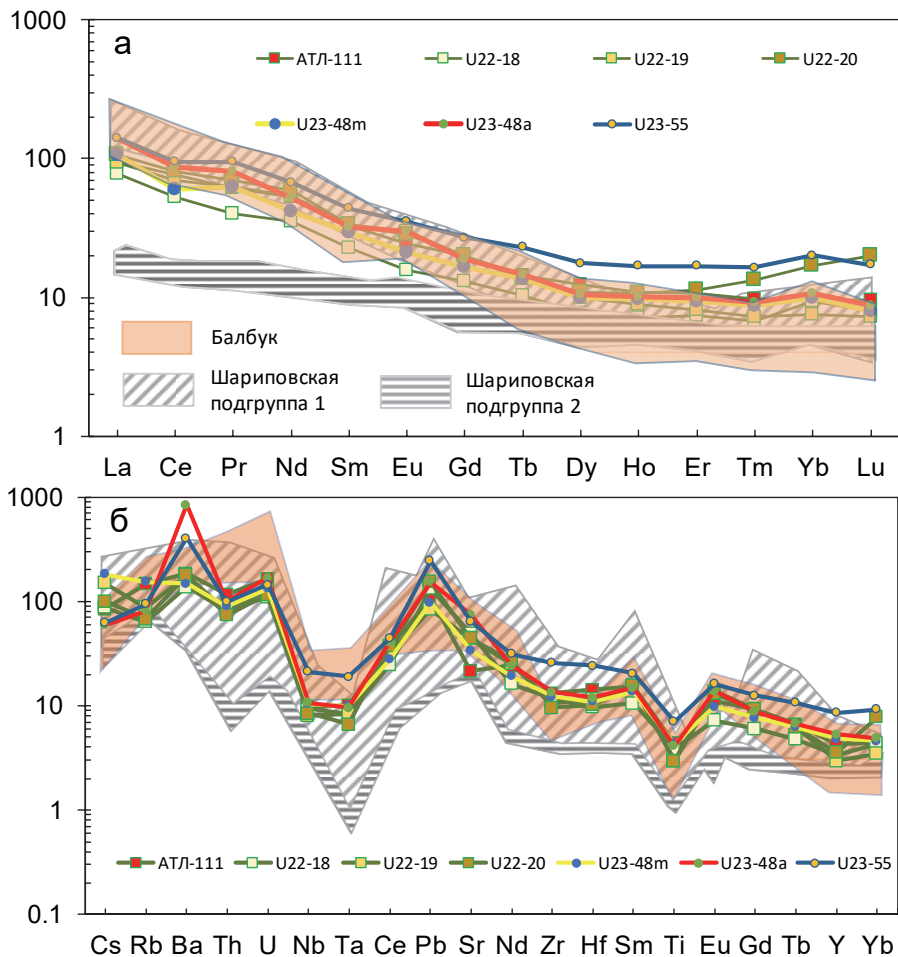


Рис. 5. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные спайдер-диаграммы для субвулканитов Шаргымского массива: а – нормировано на хондрит С1, б – нормировано на РМ (примитивная мантия)

Таблица 3

Микроэлементный состав порфиров Балбукского ареала в г/т (по данным ИСП МС)

Элемент	АТЛ-111*	U ₂₂ -18	U ₂₂ -19	U ₂₂ -20	U ₂₃ -48-m	U ₂₃ -48-a	U ₂₃ -55
Li	13,48	4,7	6	1,8	41	16,1	9,2
Be	1,51	1,7	0,5	0,5	1,4	1,8	2,1
Sc	18,23	23	17	18	32	30	40
V	147,45	158	90	90	151	136	227
Cr	201,84	266	40	80	131	151	244
Co	12,84	7,9	19	10	25	16,9	13,8
Ni	33,27	25	24	16	49	33	28
Cu	13,82	72	28	40	28	18,8	25
Zn	39,9	33	60	40	134	139	36
Ga	14,92	9,9	16	13	11,8	11,4	11,6

Окончание табл. 3

Элемент	АТЛ-111*	U ₂₂ -18	U ₂₂ -19	U ₂₂ -20	U ₂₃ -48-m	U ₂₃ -48-a	U ₂₃ -55
Rb	67,16	29	40	31	70	37	43
Sr	339,25	778	700	700	540	1179	1016
Y	14,64	11,3	10	12	16,3	17,9	29
Zr	111	98	89	81	103	113	217
Nb	4,4	4,3	3,7	3,9	4,8	4,9	9,8
Cs	1,3	1,4	2,4	1,6	2,9	0,95	1
Ba	935	700	900	900	749	4253	2046
La	22,51	18,2	22	25	25	33	33
Ce	47,13	33	43	50	37	54	59
Pr	5,77	3,8	5,9	6,6	5,9	7,6	8,9
Nd	24,16	16,1	25	27	19	24	31
Sm	4,96	3,4	5	5	4,4	4,8	6,6
Eu	1,38	0,89	1,7	1,6	1,2	1,7	2
Gd	3,99	2,6	4	4	3,3	3,8	5,4
Tb	0,53	0,38	0,5	0,5	0,5	0,54	0,85
Dy	3,07	1,9	2,5	2,7	2,5	2,6	4,4
Ho	0,61	0,4	0,5	0,6	0,55	0,57	0,94
Er	1,7	1,19	1,3	1,8	1,5	1,6	2,7
Tm	0,24	0,17	0,18	0,33	0,22	0,23	0,41
Yb	1,52	1,5	1,2	2,7	1,6	1,7	3,2
Lu	0,24	0,2	0,18	0,5	0,2	0,22	0,43
Hf	3,22	2,2	2,6	2,3	2,5	2,7	5,5
Ta	0,3	0,25	0,25	0,2	0,3	0,29	0,57
W	1,05	–	0,6	0,8	0,6	2	1,01
Tl	0,36	0,15	0,24	0,17	0,34	0,11	0,24
Pb	15,59	19	12	22	14,1	22	35
Bi	0,371	–	0,097	0,143	–	–	–
Th	7,28	5,1	5	4,6	5,6	6,3	6,2
U	2,83	2,2	1,9	2	2,3	2,9	2,5

Примечание: * – образец Е. С. Шагалова (без привязки).

Обсуждение результатов

Понятие об автокластах

Представленные результаты дают однозначное понимание того, что восточный фланг Шартымского массива и Пичугинские интрузии сложены не интрузивными породами семейства нормальнощелочных гранитоидов, как это показано на государственных геологических картах, а вулканическими/субвулканическими образованиями субщелочной серии. Более того, среди них широким распространением пользуются брекчиевидные порфиры, по сути являющиеся автокластическими брекчиями. В работе [Fisher, 1960] приведена схема подразделения вулканических брекчий на три типа: автокластические, пирокластические и эпикластические. Эпикластические брекчии образуются вследствие транспортировки эпигенными агентами и представляют собой смесь вулканического и невулканогенного материала. Их типовые обстановки – вулканические селевые потоки. Пирокластические

брекчии представлены туфами (альтернативное название брекчий пирокластического происхождения – туфовые брекчии). Автокластические брекчии обычно являются продуктом субвулканической жерловой фации, образующимся при прорывании потоком свежей магмы застывших корок ранних порций магмы. Кроме того, их возникновение возможно в результате других процессов: брекчирования вдоль затвердевших флангов интрузии под действием трения; взрывов, вызванных соприкосновением грунтовых вод с магмой; экстремальной флюидизации магмы [Reynolds, 1954]. Автокластические брекчии детально описаны в пределах кайнозойских вулканических построек острова Ява [Noviana, Dana, Titisari, 2017; Characteristic of autoclastic ... , 2017]. Физические условия образования автокластических брекчий: внедрения магм имеют температуру около 1050–1170 °С с плотностью около 2450–2600 кг/м³ и вязкостью 103–104 Па·с., а вариации этих характеристик влияют на текстуру поверхности во время кристаллизации [Ballard, 1999; Nemeth, Martin, 2007; Parfitt, Wilson, 2008].

Таким образом, по совокупности признаков изученные нами породы имеют отношение именно к автокластическим брекчиям. Подавляющая часть обломков по вещественному составу близка к вмещающей трахиандезибазальтовой массе. Границы между обломками и матрицей не всегда очевидны вследствие визуального сходства и переходных кайм, в которых наблюдается постепенная смена пород. Ксенокласты трахита свидетельствуют о присутствии кислого тела на пути движения трахиандезибазального расплава.

Для выявленных типов автокластов характерна единая структура с незначительными различиями, связанными с содержанием фенокристаллов плагиоклаза и его аортитовым числом. Доля фенокристов измененного клинопироксена незначительна, поэтому оценить его количественные характеристики в автокластах в общей массе сложно. В ряду от А-I к А-III наблюдается уменьшение количества вкрапленников (от 80 до 45 %) и аортитового минала (от An₆₈ к An₅). К тому же, в этом ряду существенно растет количество рудного минерала – магнетита. Это дает основание рассматривать автокласты как производные от единой магматической камеры, закономерно эволюционированной и питающей вулканическую постройку. Трахиты ксенокластов не имеют отношения к риолит-порфирам Шартымского массива, поскольку кардинально отличаются от них по минералого-петрографическим особенностям и химическому составу.

Модель происхождения брекчиевидных порфиритов

На основе представленных данных авторами разработана графическая модель, иллюстрирующая механизм образования брекчиевидных порфиритов Шартымского массива (рис. 6). Изученные породы представляют собой жерловую фацию палеовулкана. В питающей вулкан промежуточном магматическом резервуаре происходили циркуляция и дифференциация магмы, что проявилось в возникновении признаков гравитационной отсадки фенокристов (в основном лабрадора), т. е. аналога кумулата (рис. 6, а). Автокласт-I является образцом нижней части камеры, в этой породе содержится наиболее кальциевый плагиоклаз, а также довольно обильный магнетит в интерстициях.

Свежие порции магмы вследствие высокого давления прорвали частично застывшие части резервуара, что привело к брекчированию. То есть предполагается пульсационный механизм вулканизма. Автокласты II и III, соответственно, представляют более высокие уровни камеры. Во время движения магмы было ассимилировано тело трахитов, о чем свидетельствует наличие ксенокластов. Возможно, это кислое тело было тектонически раздробленным, возможно было прорвано путем магморазрыва. Магматическая смесь, состоящая из трахиандезитового расплава, автокластов и ксенокластов была поднята на более высокий гипсометрический уровень и затвердела в жерловой зоне вулкана. Мы не наблюдаем признаков течения этой магмы в виде лавового потока. Внедрение магмы риолит-порфиров, образовавших основную часть Шартымского массива, произошло позднее (рис. 6, б). Возможно, это событие спровоцировало или сопровождало деформацию вулканической постройки, в результате которой первичные геологические условия оказались сильно нарушенными. Это и затруднило интерпретацию происхождения брекчиевидных порфиритов. К сожалению, реконструировать морфологию и схему расположения отдельных частей палеовулкана по современному эрозионному срезу невозможно.

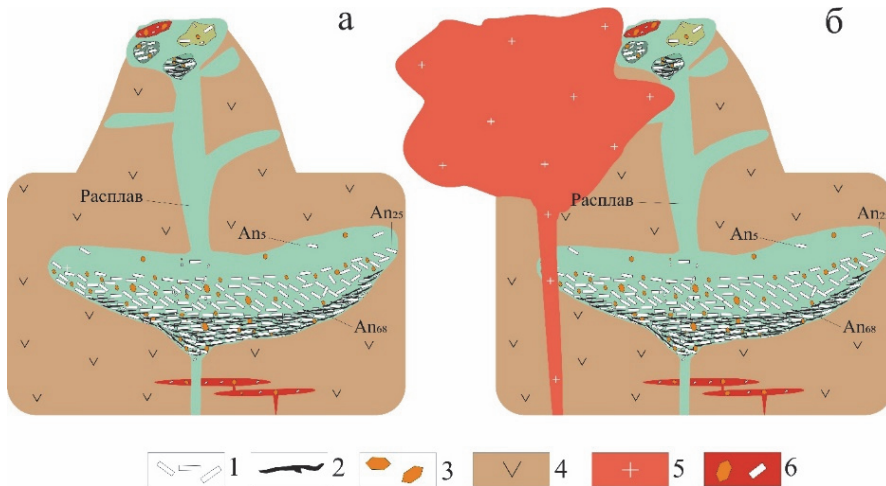


Рис. 6. Модель происхождения брекчиевидных порфиритов Шартымского массива: 1 – плагиоклаз, 2 – магнетит в интерстициях, 3 – клинопироксен, 4 – вулканогенно-осадочные породы девона, 5 – риолит-порфиры Шартымского массива, 6 – трахиты и их ксенокласты

Связь брекчиевидных порфиритов с балбукским комплексом

Формирование балбукского комплекса произошло ~350 млн лет назад [Этапы проявления монцонитового ... , 2024] и было связано с аккреционно-коллизийным событием, связанным с причленением МОТ к Лавруссии [Пучков, 2010]. По вещественному составу, в особенности по геохимическим особенностям, представленным на рис. 5, трахиандезитобазальты Шартымского массива и Пичугинской интрузии, в том числе брекчиевидные порфириты,

полностью идентичны монцонитам массива Балбук и монцонит-порфиритам второй подгруппы Шариповской группы. Это дает основание для предположения об их генетическом единстве. В таком случае изученные порфириды могут являться наиболее близким примером состава родоначального расплава балбукского комплекса. Вулканизм и интрузивный магматизм раннего карбона в Балбукском ареале имеют ярко выраженные геохимические признаки надсубдукционного магматизма – отрицательные Nb-Ta и Ti аномалии, положительная Rb-аномалия. Это указывает на их связь с источником островодужного происхождения.

Последующее внедрение риолитов Шартымского массива вероятно никак не связано ни с монцонитами, ни с изученными в данной работе трахиандезибазальтами. Вероятно, это связано с проявлением гранитоидов ахуново-карагайского комплекса в позднем карбоне, что связывается со стадией Уральского орогенеза [Ахуново-Петропавловский гранитоидный ... , 2021]. На связь с активной тектоникой риолитов указывает наличие блоков-ксенолитов брекчиевидных и однородных порфиритов внутри массива. По всей видимости, это сильно повлияло на сохранность вулканической постройки.

Заключение

Исследования восточного фланга Шартымского массива и Пичугинских интрузий показали, что они состоят не из интрузивных пород диорит-гранитного состава нормальной щелочности, как это указано на государственных геологических картах, а из субщелочных вулканических/субвулканических образований базальт-андезитового состава. Показано, что значительная часть восточной части Шартымского массива сложена брекчиевидными порфиридами, которые представляют собой автокластические брекчии. Анализ обломков показал их сходство с вмещающей трахиандезибазальтовой матрицей. Изученные автокласты имеют единообразную структуру с незначительными вариациями в объемной доле фенокристаллов плагиоклаза и их химического состава. Выявлено три типа автокластов, закономерно меняющихся по минеральному и химическому составу, что позволяет рассматривать их как продукты единой магматической камеры, питающей вулканическую постройку, также выявлен один тип ксенокластов, которые представляют собой риолит. Сами порфириды являются продуктами жерловой фации вулкана.

Геохимический анализ показал сильное сходство изученных порфиритов с монцонитоидами балбукского комплекса раннего карбона, что может свидетельствовать об их генетическом единстве. Таким образом, порфириды Шартымского массива и Пичугинских интрузий могут быть примером материнского расплава балбукского комплекса.

Механизм образования брекчиевидных пород разделен на два этапа: на первом в промежуточном резервуаре происходил процесс гравитационной дифференциации расплава; на втором новые порции магмы прорвали частично закристаллизованные участки резервуара, тем самым вызывая брекчирование. Последующее внедрение риолитов Шартымского массива в позднем карбоне привело к сильной деформации вулканической постройки трахиандезибазальтов.

Список литературы

Ахуново-Петропавловский гранитоидный ареал как окраинно-континентальный центр длительного мантийно-корового взаимодействия: роль субдукционных и рифтогенно-плюмовых источников / В. В. Холоднов, Е. С. Шагалов, Г. А. Каллистов [и др.] // Геология и геофизика. 2021. Т. 62, № 6. С. 800–820.

Геологическое доизучение масштаба 1:200000 и подготовка к изданию госгеолкарты-200 территории листа N-40-XXVIII (Учалинская площадь). Отчет по темам № 608 и № 140 : в 2 кн. / А. В. Жданов, В. А. Ободов, Л. Б. Макарьев [и др.]. СПб., 2003. Кн. 1. 284 с.

Горожанин В. М. Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург : УрО РАН, 1998. С. 98–108.

Горожанин В. М. Рубидий-стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 1995. 23 с.

Знаменский С. Е., Знаменская Н. М. Роль сдвиговых дуплексов в региональном структурном контроле позднепалеозойского золотого оруденения Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // Литосфера. 2009. № 4. С. 83–92.

Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика / Д. Н. Салихов, В. В. Холоднов, В. Н. Пучков, И. Р. Рахимов. М. : Наука, 2019. 392 с.

Отчет по геологическому доизучению масштаба 1:50 000 Северо-Учалинской площади (планшеты: N-40-48-B-6, в, г; N-40-59-B-6, г; N-40-60-A; N-40-72-A) за 1978–1983 годы / И. С. Анисимов, Л. Н. Сопко, Ф. А. Ямаев [и др.] ; Башкиргеология. Уфа, 1983.

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья. Актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении. Уфа : ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Этапы проявления монзонитового и гранитового магматизма Балбукского ареала (Южный урал) по данным Rb-Sr геохронологии / И. Р. Рахимов, А. А. Самигуллин, В. В. Холоднов, Е. С. Шагалов // Геология, полезные ископаемые и проблемы геозкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий : XV Межрегион. науч.-практ. конф. Уфа, 2024 г. М. : Перо, 2024. С. 184–187.

Салихов Д. Н., Митрофанов Д. А. Интрузивный магматизм верхнего девона – нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). Уфа : ИГ УНЦ РАН, 1994. 142 с.

Самигуллин А. А., Рахимов И. Р. РЗЭ минерализация гранитоидов Шартымского массива (Балбукский комплекс, Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов. 2023. Т. 29. С. 166–170.

Самигуллин А. А., Рахимов И. Р. Редкоземельная минерализация монзонит-порфиров Шартымского массива (Балбукский комплекс, Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов. 2024. Т. 30. С. 78–81.

Ферштатер Г. Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург : РИО УрО РАН, 2013. 368 с.

Ballard R. D. Encyclopedia of Volcanoes. New York : Academic Press, 1999. P. 291–302.

Characteristic of Autoclastic Breccia Peniron Formation: an implication to magmatic evolution in Java Island / C. Dana, A. Noviana, W. Fadriand, Muzammil // Joint Convention Malang HAGI-IAGI-IATMI-IAFMI 2017. Malang, Indonesia, 2017. P. 959–970.

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. An introduction to the rock forming minerals. 2nd ed. Harlow: Addison Wesley Longman, 1992.

Fisher R. V. Classification of volcanic breccias // Bullutin of the geological society of America. 1960. Vol. 71. P. 973–982.

Maniar P. D., Piccoli P. M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. Vol. 101. P. 635–643.

Middlemost E. A. K. Magmas and Magmatic Rocks. Essex : Longman Group Limited, 1985.

Morimoto N. Nomenclature of Pyroxenes // Mineralogy and Petrology. 1988. Vol. 39. P. 55–76.

Nemeth K., Martin U. Practical Volcanology. Geological Institute of Hungary, 2007. Vol. 207.

Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles on the International Mineralogical Association, Commission on newminerals and mineral names / B. E. Leake, A. R. Woolley, C. E. S. Arps [et al.] // American Mineralogist. 1997. Vol. 82. P. 1019–1037.

Noviana A., Dana C., Titisari A. Trace Elements Study of Autoclastic Breccia Peniron Formation: understanding the characteristic of Mio-Pliocene magmatism in Java Island // International

Symposium on Earth Science and Technology 2017. Shiki Hall, Kyushu University, Fukuoka, Japan, 2017. P. 706–712.

Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1976. Vol. 58. P. 63–81.

Reynolds D. L. Fluidization as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites // *Am. Jour. Sci.* 1954. Vol. 252. P. 577–614.

Parfitt E. A., Wilson L. Fundamentals of Physical Volcanology. New York : Blackwell Publishing, 2008.

Wittke W., Sykes R. Rock mechanics. Berlin : Springer, 1990.

References

Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Kallistov G.A. [et al.]. Ahunovo-Petropavlovskij granitoidnyj areal kak okrainno-kontinentalnyj centr dlitel'nogo mantijno-korovogo vzaimodejstviya: rol subdukcionnyh i riftogenno-plyumovyh istochnikov [Akhunovo-Petropavlovsk granitoid area as a marginal continental center of long-term mantle-crust interaction: the role of subduction and rift-plume sources]. *Geologiya i geofizika* [Russian geology and geophysics], 2021, vol. 62, no. 6, pp. 800–820. (in Russian)

Zhdanov A.V., Obodov V.A., Makar'ev L.B. et al. *Geologicheskoe doizuchenie masshtaba 1:200000 i podgotovka k izdaniyu gosgeolokarty-200 territorii lista N-40-XXVIII (Uchalinskaya ploshchad'). Otchyot po temam №608 i №140 : v 2 kn* [Additional geological study of 1:200000 scale and preparation for publication of state geological map-200 of the territory of sheet N-40-XXVIII (Uchalinskaya area). Report on topics No. 608 and No. 140 in 2 books]. Saint Petersburg, 2003, book 1, 284 p. (in Russian).

Gorozhanin V.M. Pervichnyj izotopnyj sostav stronciya v magmaticheskikh kompleksah Yuzhnogo Urala [Primary isotopic composition of strontium in igneous complexes of the Southern Urals]. *Magmatizm i geodinamika* [Magmatism and geodynamics]. Ekaterinburg, UrO RAN, 1998, pp. 98–108. (in Russian)

Gorozhanin V.M. *Rubidij-stronciovyy izotopnyj metod v reshenii problem geologii Yuzhnogo Urala* [Rubidium-strontium isotope method in solving problems of geology of the Southern Urals]. Cand. sci. diss. abstr. Ekaterinburg, 1995, 23 p. (in Russian)

Znamenskij S.E., Znamenskaya N.M. Rol sdvigovyh dupleksov v regionalnom strukturnom kontrole pozdnepaleozojskogo zolotogo orudneniya Magnitogorskoj megazonny (Yuzhnyj Ural) [The role of shear duplexes in regional structural control of late Paleozoic gold mineralization in the Magnitogorsk megazone (Southern Urals)]. *Litosfera* [Litosphere], 2009, no. 4, pp. 83–92. (in Russian)

Salikhov D.N., Holodnov V.V., Puchkov V.N., Rahimov I.R. *Magnitogorskaya zona Yuzhnogo Urala v pozdnem paleozoe: magmatizm, flyuidnyj rezhim, metallogeniya, geodinamika* [Magnitogorsk zone of the Southern Urals in the late Paleozoic: magmatism, fluid regime, metallogeny, geodynamics]. Moscow, Nauka Publ., 2019, 392 p. (in Russian)

Anisimov I.S., Sopko L.N., Yamaev F.A. et al. *Otchyot po geologicheskomu doizucheniyu masshtaba 1:50000 Severo-Uchalinskoy ploshchadi (planshety: N-40-48 V-b, v, g; N-40-59 B-b, g; N-40-60 A; N-40-72 A) za 1978-1983 gody* [Report on additional geological study of the 1:50000 scale of the Severo-Uchalinskaya area (tablets: N-40–48 B-b, c, d; N-40-59 B-b, d; N-40-60 A; N-40-72 A) for 1978–1983]. Ufa, 1983. (in Russian)

Puchkov V.N. *Geologiya Urala i Priuraliya. Aktualnye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii* [Geology of the Urals and Pre-Urals. Current Issues of Stratigraphy, Tectonics, Geodynamics and Metallogeny]. Ufa, Dizajn Poligraf Servis, 2010, 218 p. (in Russian)

Rakhimov I.R., Samigullin A.A., Kholodnov V.V., Shagalov E.S. Etapy proyavleniya monzonitovogo I granitoidnogo magmatizma Balbukskogo areala (Yuzhnyj Ural) [Stages of manifestation of monzonite and granite magmatism of the Balbuk area (Southern Urals) according to Rb-Sr geochronology]. *Geologiya, mineralnye resursy i problem geocologii Bashkortostana, Urala i preligayuschih territorii* [Geology, mineral resources and problems of geocology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories], 2024, no. 15, pp. 184–187

Salikhov D.N., Mitrofanov D.A. *Intruzivnyj magmatizm verhnego devona–nizhnego karbona Magnitogorskogo megasinklinoriya (Yuzhnyj Ural)* [Upper Devonian – Lower Carboniferous Intrusive Magmatism of the Magnitogorsk Megasyneclorium (Southern Urals)]. Ufa, IG UNC RAS Publ., 1994, 142 p. (in Russian)

Samigullin A.A., Rakhimov I.R. REE mineralization of granitoids of Shartym massif (Balbuk complex, Southern Urals) [REE mineralization of granitoids of the Shartym massif (Balbuk complex,

Southern Urals)]. *Metallogeniya drevnih i sovremennyh okeanov* [Metallogeny of ancient and modern oceans], 2023, vol. 29, pp. 166-170. (in Russian)

Samigullin A.A., Rahimov I.R. Redkozemel'naya mineralizatsiya monzonit-porfiritov Shartym'skogo massiva (Balbuk'skiy kompleks, Yuzhnyj Ural) [Rare earth mineralization of monzonite-porphyrates of the Shartym massif (Balbuk complex, Southern Urals)]. *Metallogeniya drevnih i sovremennyh okeanov* [Metallogeny of ancient and modern oceans]. 2024, vol. 30, pp. 78-81. (in Russian)

Fershtater G.B. *Paleozojskiy intruzivnyj magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala* [Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals]. Ekaterinburg, UrO RAS Publ., 2013, 368 p. (in Russian)

Ballard R.D. Encyclopedia of Volcanoes. New York, Academic Press, 1999, pp.291-302.

Dana C., Noviana A., Fadriand W., Muzammil. Characteristic of Autoclastic Breccia Peniron Formation: an implication to magmatic evolution in Java Island. *Joint Convention Malang HAGI-IAIGI-IATMI-IAFMI 2017*, Malang, Indonesia, 2017, pp. 959-970.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. *An introduction to the rock forming minerals. 2nd ed.* Harlow, Addison Wesley Longman, 1992.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1989, vol. 101, pp. 635-643.

Middlemost E.A.K. *Magma and Magmatic Rocks*. Essex, Longman Group Limited, 1985.

Morimoto N. Nomenclature of Pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 1988, vol. 39, pp. 55-76.

Nemeth K., Martin U. *Practical Volcanology*. Geological Institute of Hungary, 2007, vol. 207.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al. Nomenclature of amphiboles: Report of the sub-committee on amphiboles on the International Mineralogical Association, Commission on newminerals and mineral names. *American Mineralogist*, 1997, vol. 82, pp. 1019-1037.

Noviana A., Dana C., Titisari A. Trace Elements Study of Autoclastic Breccia Peniron Formation: understanding the characteristic of Mio-Pliocene magmatism in Java Island. *International Symposium on Earth Science and Technology 2017*. Shiki Hall, Kyushu University, Fukuoka, Japan, 2017, pp. 706-712.

Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1976, vol. 58, pp. 63-81.

Reynolds D.L. Fluidization as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites: *Am. Jour. Sci.*, 1954, vol. 252, p. 577-614.

Fisher R.V. *Classification of volcanic breccias*, Bulltin of the geological society of America, 1960, vol. 71. pp. 973-982.

Parfitt E. A., Wilson L. Fundamentals of Physical Volcanology. *Fundamentals of Physical Volcanology*. New York, Blackwell Publishing, 2008.

Wittke W., Sykes R. *Rock mechanics*. Berlin, Springer, 1990.

Сведения об авторах

Самигуллин Айдар Альфридович

младший научный сотрудник

Институт геологии УФИЦ РАН

Россия, 450077, г. Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2

e-mail: samigullinaidar85@gmail.com

Рахимов Ильдар Рашитович

кандидат геолого-минералогических наук,

старший научный сотрудник

Институт геологии УФИЦ РАН

Россия, 450077, г. Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2

e-mail: rigel92@mail.ru

Information about the authors

Samigullin Aidar Alfridovich

Junior Research Scientist

Institute of Geology UFRC RAS

16/2, Karl Marx st., Ufa, 450077, Russian Federation

e-mail: samigullinaidar85@gmail.com

Rakhimov Il'dar Rashitovich

Candidate of Sciences (Geology and Mineralogy), Senior Research Scientist

Institute of Geology UFRC RAS

16/2, Karl Marx st., Ufa, 450077, Russian Federation

e-mail: rigel92@mail.ru

Код научной специальности: 1.6.3

Статья поступила в редакцию 13.09.2024; одобрена после рецензирования 18.02.2025; принята к публикации 11.03.2025

The article was submitted September, 13, 2024; approved after reviewing February, 18, 2025; accepted for publication March, 11, 2025