

<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-6>
УДК 552.111, 550.42

**Происхождение фракционированных риолит-порфиров
Шартымского массива (Балбукский ареал, Южный Урал)
по данным минералогии, геохимии
и термодинамического моделирования**

А.А. Самигуллин, И.Р. Рахимов

Институт геологии УФИЦ РАН, ул. Карла Маркса 16/2, г. Уфа, 450077 Россия; samigullinaidar85@gmail.com

Статья поступила в редакцию 11.06.2026 г., после доработки 27.06.2026 г., принята к печати 08.09.2026 г

Аннотация. В работе рассмотрены магматические породы Шартымского массива (Южный Урал), которые ранее были отнесены ко второй фазе балбукского комплекса. Перглиноземистые риолит-порфиры массива сложены полевыми шпатами, кварцем и слюдой и относятся к высококалиевой серии. По ключевым геохимическим критериям они близки гранитоидам I-типа, сформированным в условиях анатексиса островодужных пород. Особенности распределения Al_2O_3 , FeO, MgO, Na_2O и K_2O указывают на гетерогенный источник для кислой магмы типа островодужных метаграувакк, метапелитов и мафитовых пелитов/алевролитов. Это не согласуется с ранними представлениями о многофазной природе единого балбукского комплекса, в которой риолит-порфиры отвечают поздней фазе по отношению к монцонитам. Методами геохимического анализа и термодинамического моделирования показано, что риолит-порфиры массива не являются дифференциатами (поздней фазой) единой магмы, из которой кристаллизовались монцониты балбукского комплекса. Расположение фигуративных точек валовых анализов в поле CHARAC (зарядного и радиусного контроля) и $Zr/Hf > 25$ в цирконе указывают на умеренный характер фракционирования риолитового расплава.

Ключевые слова. Южный Урал, балбукский ареал, Шартымский массив, риолит-порфиры, минералогия, геохимия, моделирование, фракционирование кислых расплавов.

Финансирование. Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025-0015.

Благодарности. Авторы благодарны Делиру Нурзадаевичу Салихову за ценные консультации по геолого-геохимическим особенностям магматических пород балбукского ареала.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Вклад авторов. Самигуллин А.А. – отбор образцов, пробоподготовка, интерпретация анализов; Рахимов И.Р. – выбор объекта исследований, обсуждение результатов.

Для цитирования. Самигуллин А.А., Рахимов И.Р. Происхождение фракционированных риолит-порфиров Шартымского массива (Балбукский ареал, Южный Урал) по данным минералогии, геохимии и термодинамического моделирования. *Минералогия*, 2026, 12(3), 105–126. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-6>

Origin of fractionated rhyolite-porphyries of the Shartym pluton (Balbuk area, South Urals) based on mineralogy, geochemistry and thermodynamic modeling

A.A. Samigullin, I.R. Rakhimov

Institute of Geology UFRS RAS, ul. Karla Marksa 16/2, Ufa, 450077 Russia; samigullinaidar85@gmail.com

Received 11.06.2026, revised 27.06.2026, accepted 08.09.2026

Abstract. The paper examines rocks of the Shartym pluton (South Urals), which were previously ascribed to phase II of the Balbuk complex. The peraluminous rhyolite porphyries of the pluton are composed of feldspars, quartz, and mica and belong to high-K series. Based on key geochemical criteria, they are close to I-type granitoids due to their formation under anatexis of island arc rocks. The Al_2O_3 , FeO, MgO, Na_2O , and K_2O content indicate a heterogeneous source for felsic magma, which includes island arc metagraywackes, metapelites, and mafic pelites/siltstones. This is inconsistent with earlier ideas of the multiphase nature of the single Balbuk complex, in which the rhyolite porphyries are later rocks relatively to monzonites. Geochemical analysis and thermodynamic modeling demonstrate that the rhyolite porphyries of the Shartym pluton are not differentiates (the late phase) of a single magma, which yielded the crystallization of monzonites of the Balbuk complex. The location of compositions in the CHARAC (Charge- and Radius-Controlled) field and Zr/Hf ratio of zircon of >25 indicate moderate fractionation of the rhyolite melt.

Keywords. South Urals, Balbuk area, Shartym pluton, rhyolite porphyries, mineralogy, geochemistry, modelling, fractionation of felsic melts.

Funding. This work was supported by state contract of the Institute of Geology, Ufa Federal Research Center, Russian Academy of Sciences no. FMRS-2025-0015.

Acknowledgements. We acknowledge the memory of Delir Nurzadayevich Salikhov for his valuable consultations on geological and geochemical features of igneous rocks of the Balbuk area.

Conflict of interest. The authors declare that they have no conflicts of interest.

Authors contributions. Samigullin A.A. – sample collection, sample preparation, analysis, interpretation; Rakhimov I.R. – choice of the research object, discussion of results.

For citation: Samigullin A.A., Rakhimov I.R. Origin of fractionated rhyolite-porphyries of the Shartym pluton (Balbuk area, South Urals) based on mineralogy, geochemistry and thermodynamic modeling. *Mineralogy*, 2026, 12(3), 105–00. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2026-12-3-6>

ВВЕДЕНИЕ

Магматизм Магнитогорской мегазоны (МЗ) Южного Урала, являющейся девонским островодужным террейном, в карбоне происходил при сближении палеоконтинентов Казахстана и Лавруссия, в результате чего возникали разломы, контролирующие размещение интрузий габброидов, монцонитоидов и гранитоидов (Пучков, 2010). Гранитоидный магматизм МЗ представлен сериями даек и мелких массивов типа хонолитов, а также крупными батолитами, формировавшимися в течение надсубдукционного и коллизионного режимов развития (Ферштатер, 2013; Салихов и др., 2019; Холоднов и др., 2021). К ним отнесены габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные и монцодиорит-гранитные формации, с которыми связаны месторождения меди, золота, вольфрама, железа. В северной

части МЗ выделяются компактные в плане гранитоидные ареалы площадью 500–1000 км², в которых в течение позднего девона – ранней перми происходило поэтапное внедрение интрузий основного, среднего и, преимущественно, кислого состава. Эти центры длительной мантийно-коревой активизации имеют собственные названия (с юга на север): Верхнеуральско-Кассельский, Ахуново-Петропавловский, Балбукский и Тургоякско-Сыростанский (Салихов, Митрофанов, 1994; Салихов и др., 2019; Холоднов и др., 2021; Рахимов и др., 2025).

Балбукский ареал площадью ~1000 км² расположен на стыке МЗ и зоны Главного Уральского разлома (ГУР). Он включает множество относительно мелких интрузий габбрового, монцонитового, сиенитового и гранитного состава, сформировавшихся в три этапа: 1) габбро-монцонит-сиенитовый (363–346 млн лет), 2) габбро-гранитный (340–325) и 3)

субщелочной-щелочной гранитный (307–294 млн лет) (Рахимов и др., 2025). Ранее все интрузии по морфологии и петрографии относились к единому многофазному балбукскому комплексу (Жданов и др., 2003ф; Салихов и др., 2019). Однако результаты наших последних исследований показали, что объединение монцонитов и гранитов (риолитов), скорее всего, ошибочно, поскольку они отличаются по геохимии и Rb-Sr изотопному возрасту (Рахимов и др., 2025). Монцониты и монцонит-порфиры (массивы Шариповской группы, Балбукский) отнесены к раннему этапу (поздний девон – ранний карбон). Субвулканические кислые массивы Балбукского ареала перекрываются по Rb-Sr возрасту с гранитоидами Ахуново-Петропавловского ареала – 307–294 млн лет поздний карбон (Холоднов и др., 2021). Среди риолит-порфировых массивов Балбукского ареала одним из крупнейших и типичным по вещественному составу является Шартымский массив. Рыхлые четвертичные отложения северного ореола горы Шартымка, образовавшиеся в результате выветривания приконтактовых метасоматитов, представляют собой россыпь золота (Казаков, 2022).

В статье представлены результаты петрографического и минералого-геохимического изучения пород массива Шартым с целью интерпретации их происхождения. На геологических картах указано, что Балбукский массив и Шариповская группа массивов являются первой фазой балбукского комплекса, поэтому в контексте представлений о многофазности балбукского комплекса выполнено геохимическое сопоставление и термодинамическое моделирование для установления петрогенетического родства монцонитов и риолит-порфиров.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

МЗ находится в центральной части Южного Урала между зоной ГУР, к западу от которой расположены зона Урал-тау и Башкирский мегантиклинорий, и Восточно-Уральской мегазоной (Пучков, 2010). МЗ представляет собой островодужный террейн, формировавшийся с конца раннего девона до раннего карбона. В позднем девоне – раннем карбоне МЗ была аккретирована к восточной окраине палеоконтинента Лавруссия, после чего в ее пределах проявился масштабный синколлизийный вулканизм и интрузивный магматизм, в основном, приуроченный к Магнитогорско-Богдановскому рифту (Пучков, 2010; Ферштатер, 2013). Балбук-

ский гранитоидный ареал находится на границе МЗ и ГУР, характеризующейся сложной тектоникой, обусловленной чешуйчато-надвиговым строением. В зоне ГУР в строении меланжа наряду с серпентинитами и серпентинизированными гипербазитами находятся блоки metabazaltov, метатерригенных пород и известняков, предположительно, девонского возраста (Жданов и др., 2003ф). По мнению (Знаменский, Знаменская, 2009) северная часть МЗ, включающая и Балбукский ареал, отвечает т. н. Северному мегадуплексу растяжения, развивавшемуся в режиме левого сдвига при общем сжатии, сначала северо-западного направления, а затем субширотного. Формирование системы надвигов и сдвигов произошло во время межконтинентальной коллизии. Южнее расположены массивы Ахуново-Петропавловского и Верхнеуральско-Кассельского ареалов (рис. 1а).

Шартымский риолит-порфировый массив (рис. 1в) имеет размеры в плане 3.3×2.2 км и мощность не менее 150 м. Он приурочен к Шартымской синклинали. Вмещающими породами с запада и северо-запада являются известняки кизильской свиты (C_1s), а с юга и юго-востока – туфы и туфопесчаники улутауской свиты (D_2gv-f) и брекчиевидные трахиандезибазальты бугодакской свиты (D_3f-fm). На государственной геологической карте N-40-XVIII масштаба 1 : 200 000 массив показан, преимущественно, как гранитный с краевыми лейкогранитами и роговообманковыми диоритами (Жданов и др., 2003ф). По нашим данным минералогические и геохимические вариации внутри массива настолько незначительны, что провести границы между гранитами и лейкогранитами невозможно. Диориты в составе массива не обнаружены, и, скорее всего, к ним ошибочно отнесены брекчиевидные и однородные порфириты трахиандезибазальтового состава (Рахимов и др., 2025; Самигуллин, Рахимов, 2025), охватывающие массив с восточной части и, вероятно, относящиеся к бугодакской свите. Близлежащий массив Каматал является петрографическим, петрогеохимическим и минералогическим аналогом Шартымского массива и имеет Rb-Sr возраст около 300 млн лет (Рахимов и др., 2025).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевые геологические исследования с отбором штурфовых проб проведены авторами в 2022–2024 гг. Из отобранных образцов изготовлено восемь шлифов и пластин, изученных с помощью оп-

тической и сканирующей электронной микроскопии (СЭМ). Состав минералов определен с помощью энерго-дисперсионного спектрометра Xplorer 15 Oxford Instruments, установленного на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact (Институт геологии УФИЦ РАН (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа, Россия). Спектры обрабатывались автоматически в программном пакете AzTec One с использованием методики TrueQ. Съемка проведена при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 3.6–4.0 нА и времени накопления спектра 20 с в режиме «Point&ID». При расчете спектров использован встроенный комплект эталонов Oxford Instrument Standards.

Химический состав пород определен методами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП МС). Методом РФА определены содержания петрогенных элементов на спектрометре Xenometrix X-Calibur (Израиль) в ИГ УФИЦ РАН. Пределы обнаружений для элементов составили 0.01–0.02 мас. % (5–10 г/т для V, Ni и Cr). Для построения калибровочных графиков использовались аттестованные государственные образцы магматических пород. Микроэлементный состав пород определен на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7500cx, Agilent Technologies (США) в ТРЦКП (Томск).

Численное моделирование параметров кристаллизации расплава проводилось в программном пакете Rhyolite-MELTS (Rhyolite-MELTS v. 1.1), который адаптирован для воспроизведения кислых и средних вулканитов и субвулканитов. В основе программы лежит обширная база экспериментальных данных плавления и кристаллизации минералов и горных пород (Ghiorso, Sack, 1995; Asimow, Ghiorso, 1998; Gualda et al, 2012). Численные модели кристаллизации порообразующих и важнейших акцессорных минералов (плагиоклаз, кварц, амфибол, полевые шпаты, биотит, шпинель, титанит и др.) из расплава базируются на алгоритмах (Ghiorso, Sack, 1995; Asimow, Ghiorso, 1998), которые позволяют рассчитать последовательность кристаллизации минеральных фаз из расплава заданного состава и оценить эволюцию остаточного расплава в условиях равновесной или фракционной кристаллизации. Для моделирования с целью воспроизведения состава в условиях фракционной кристаллизации был выбран образец монцонит-порфира первой подгруппы Шариповской группы (табл. 1). Для модельной системы были выбраны

следующие параметры: давление для монцонитового расплава 1 кбар (взято в связи с предполагаемой глубиной кристаллизации) (Рахимов и др, 2025), кислородный буфер Ni–NiO (стандартный для магматических интрузивных пород), содержание воды 0.72 мас. % (по среднему значению потерь при прокаливании).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрографическая и минералогическая характеристика пород

Породы Шартымского массива представлены однородными риолит-порфирами с коричневатокремовой окраской на свежем сколе и массивной текстурой. Вкрапленники редки (1–2 об. %), структура основной массы криптозернистая, микрогранитовая (рис. 2а, б, в, г). Минеральный состав однороден. Фенокристаллы представлены кварцем субизометричного облика размером от 0.8 до 2 мм (рис. 2а), таблитчатым биотитом (рис. 2б) с размером до 0.6 мм, плагиоклазом таблитчатого облика размером 1–3 мм (рис. 2в). Широко распространена серицитизация плагиоклаза. Тонкозернистая основная масса с размером зерен 0.05–0.08 мм сложена кварцем, мусковитом, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Из вторичных минералов развиты альбит, серицит (по плагиоклазу вкрапленников и в основной массе), хлорит (по биотиту в основной массе) и эпидот. Акцессорные минералы: апатит, циркон, монацит, ксенотим, алланит, магнетит, пирофанит. Редкоземельная минерализация, представлена субмикронными (до 10 мкм) ограненными кристаллами монацита, ксенотима и резко ксеноморфными зернами алланита и РЗЭ-содержащего эпидота (Самигуллин, Рахимов, 2023).

Полевые шпаты представлены олигоклазом, альбитом и ортоклазом (анортитовый минал № 0–20) (рис. 2д). Альбит замещает олигоклаз, содержит примесь BaO до 0.25 мас. %, ортоклаз – до 0.2 мас. %. Слюда в риолит-порфирах представлена мусковитом и биотитом (рис. 2е). Биотит представлен первичными и переуравновешенными разностями (рис. 2ж), образует таблитчатые зерна размером до 0.6 мм, хлоритизированные по плоскостям спайности. Содержания TiO₂ в биотите варьируют от 2.59 до 3.86 мас. %, Na₂O – от 0.31 до 0.41 мас. % (табл. 2). В зернах биотита присутствуют включения апатита.

Таблица 1. Химический состав биотита (мас. %) и формульные коэффициенты
Table 1. Chemical composition (wt. %) and formula coefficients of biotite

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	36.03	34.57	37.94	34.12	37.00	38.14	37.2	35.63	43.82	35.04	37.09
TiO ₂	3.15	2.59	3.42	2.61	3.44	3.5	3.55	2.79	3.48	3.14	3.86
Al ₂ O ₃	16.08	16.65	16.07	16.71	17.29	16.64	16.42	16.44	15.47	15.8	17.23
FeO	18.12	19.14	17.1	18.88	16.09	15.82	14.97	18.83	15.68	17.67	16.88
MnO	0.79	0.76	0.8	0.77	1.23	1.23	1.32	0.94	1.13	1.17	1.78
MgO	11.83	11.78	11.83	12.13	10.92	11.84	11.79	10.48	11.76	11.12	10.45
Na ₂ O	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.31	0.36	н.п.о.	0.21	0.34	н.п.о.	0.41
K ₂ O	7.91	6.79	9.01	5.61	8.74	8.98	8.86	6.44	8.30	7.62	9.55
H ₂ O	2.99	3.07	2.98	2.99	2.77	2.76	2.81	2.83	2.63	2.84	2.63
Сумма	96.9	95.35	99.15	93.82	97.79	99.27	96.92	94.59	102.61	94.4	99.88
Формульные коэффициенты, рассчитано на 24 аниона											
Si	5.45	5.36	5.55	5.35	5.48	5.53	5.53	5.50	5.89	5.47	5.43
Al ^{iv}	2.54	2.63	2.45	2.65	2.52	2.47	2.46	2.49	2.10	2.53	2.57
Al ^{vi}	0.32	0.41	0.32	0.44	0.49	0.37	0.41	0.50	0.35	0.37	0.40
Ti	0.36	0.30	0.38	0.31	0.38	0.38	0.39	0.32	0.35	0.37	0.42
Fe	2.29	2.48	2.09	2.47	1.99	1.91	1.86	2.43	1.76	2.30	2.06
Mn	0.10	0.10	0.09	0.10	0.15	0.15	0.16	0.12	0.12	0.15	0.22
Mg	2.67	2.72	2.57	2.83	2.41	2.55	2.61	2.41	2.35	2.58	2.28
K	1.52	1.34	1.67	1.12	1.65	1.66	1.68	1.26	1.42	1.51	1.78
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.10	0.00	0.06	0.08	0.00	0.11
OH	3.05	3.17	2.99	3.10	2.81	2.75	2.85	2.93	2.49	2.97	2.66

Примечание. Здесь и в табл. 2, н.п.о. – ниже предела обнаружения. H₂O – расчетное содержание воды в биотите по формуле из статьи (Li et al., 2020).

Note. Here and in Table 2, н.п.о. – below detection limit. H₂O – calculated water content in biotite after the formula of (Li et al., 2020).

Циркон образует призматические кристаллы размером до 100 мкм по длинной оси и до 50 мкм по короткой. Минерал содержит 22.65–31.81 мас. % SiO₂, 47.01–55.05 мас. % ZrO₂, 1.88–2.56 мас. % HfO₂ и 1.01–1.57 мас. % ThO₂ (табл. 3).

Петрогеохимические особенности пород массива

По соотношению SiO₂, Na₂O и K₂O породы Шартымского массива соответствуют трахириодацитам, трахириолитам и риолитам (рис. 3а). Содержание SiO₂ в них варьирует от 70.96 до 76.11 мас. % (табл. 4). Породы имеют низкое содержание TiO₂ (до 0.12 мас. %) и высокую сумму щелочных оксидов от 7.80 до 9.52 мас. % при отношении K₂O/Na₂O 0.73–1.25. По содержанию K₂O породы относятся

к высококалийевой серии (рис. 3б). Коэффициент агапитности ($K_{\text{агп}} = (\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$) варьирует от 0.66 до 0.90, что указывает на недостаток Na и K по отношению к Al в гранитной системе. Коэффициент насыщения глиноземом ($\text{ASI} = \text{Al}/(\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}) > 1.1$ подтверждает избыток Al относительно щелочных элементов. Риолит-порфиры попадают в поле перглиноземистых пород (рис. 3в). Породы высокожелезистые ($\# \text{Fe} 0.87\text{--}0.98$), расположены в поле железистых пород и гранитоидов разных типов (I, S, A) (рис. 3г). По соотношению индекса MALI (Modified Alkali-Lime Index = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$) (7.13–9.28) и SiO₂ породы образуют единый тренд от щелочных к известковым (рис. 3д). Отсутствие значительных отрицательных аномалий Eu (рис. 4) связано с фракционированием кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаза).

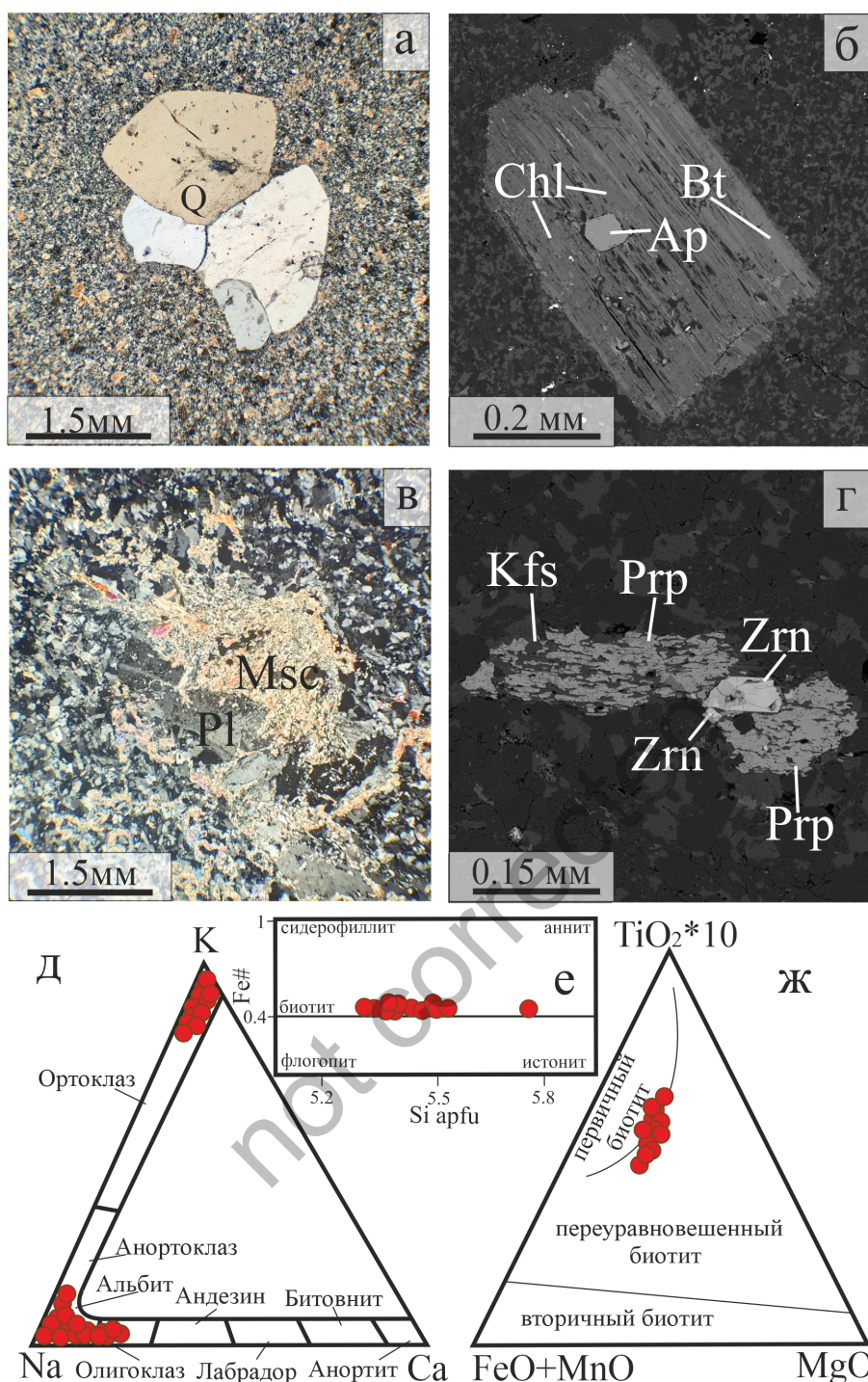


Рис. 2. Петрографическая и минералогическая характеристика риолит-порфиров Шартымского массива: а – порфировые включения кварца (Q); б – хлоритизированный (Chl) порфировый inclusion биотита (Bt); в – замещение мусковитом (Msc) порфирового включения плагиоклаза (Pl); г – акцессорные пиррофанит (Prp) и циркон (Zrn); д, е – классификационная диаграмма для полевых шпатов (Wittke, Sykes, 1990) (д) и биотита (Rieder et al., 1998) (е); ж – треугольная диаграмма природы биотита (Nachit et al., 2005).

Kfs – калиевый полевой шпат, Ap – апатит.

Fig. 2. Petrographic and mineralogical characteristics of rhyolite porphyries from the Shartym pluton: а – quartz phenocrysts (Q); б – chloritized (Chl) biotite phenocryst (Bt); в – replacement of plagioclase phenocryst (Pl) by muscovite (Msc); г – accessory pyrophanite (Prp) and zircon (Zrn); д, е – classification diagram for feldspars (Wittke, Sykes, 1990) (д) and biotite (Rieder et al., 1998) (е); ж – ternary diagram of the biotite nature (Nachit et al., 2005).

Kfs – alkali feldspar, Ap – apatite.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты циркона
Table 2. Chemical composition (wt. %) and formula coefficients of zircon

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	31.81	26.11	22.25	25.58	30.83	26.89	24.09	30.01
ZrO ₂	44.23	49.59	50.36	47.01	48.91	48.43	48.68	55.05
HfO ₂	1.88	2.42	2.17	2.01	2.26	2.37	2.56	1.94
ThO ₂	1.57	1.52	1.23	1.13	1.46	1.08	1.29	1.01
UO ₃	1.91	0.92	2.33	2.17	1.34	1.46	1.24	1.01
P ₂ O ₅	6.51	6.04	7.81	6.89	5.85	6.11	5.98	4.18
TiO ₂	н.п.о.	4.11	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.83	1.61	н.п.о.
Sc ₂ O ₃	0.55	0.43	0.72	0.57	0.53	0.45	0.51	0.22
Y ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	4.42	4.15	н.п.о.	2.66	2.69	3.53
Ce ₂ O ₃	н.п.о.	0.52	0.69	н.п.о.	0.66	н.п.о.	0.52	н.п.о.
Nd ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.53	н.п.о.	н.п.о.
FeO	3.35	2.15	1.66	1.33	1.45	1.26	1.57	1.49
CaO	2.46	2.12	2.51	2.18	1.81	2.23	2.18	1.41
Al ₂ O ₃	4.47	3.82	3.58	5.68	4.24	5.05	5.87	2.01
Сумма	98.73	99.74	99.72	98.68	99.33	99.34	98.77	101.8
Si	1.08	0.88	0.75	0.87	1.04	0.91	0.82	1.02
Zr	0.73	0.82	0.83	0.78	0.81	0.80	0.80	0.91
Hf	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Th	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
U	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
P	0.09	0.09	0.11	0.10	0.08	0.09	0.09	0.06
Ti	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00
Sc	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Y	0.00	0.00	0.08	0.07	0.00	0.05	0.05	0.06
Ce	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Nd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe	0.09	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Ca	0.09	0.08	0.09	0.08	0.07	0.08	0.08	0.05
Al	0.18	0.15	0.14	0.23	0.17	0.20	0.23	0.08
Zr/Hf	40.19	35.01	39.64	40.14	36.97	34.91	32.48	48.43

Риолит-порфиры обеднены несовместимыми микроэлементами. Суммы РЗЭ варьируют от 18 до 62 г/т. Нормированные спектры РЗЭ (рис. 4а) имеют ярко выраженный отрицательный наклон. Соотношение $La_n/Yb_n = 5.26-20.42$, $Gd_n/Yb_n = 1.44-4$, Eu аномалия выражена слабо, в среднем, величина $Eu/Eu^* = 0.91-1.14$, только у двух образцов она составляет 0.64. Отметим, что на спайдер-диаграмме спектры РЗЭ риолит-порфиров Шартымского массива расположены ниже, чем монцонитов Балбукского массива (рис. 4а), считающегося петротипом многофазного балбукского монцонит-сиенит-гра-

нитового комплекса, и чем монцонит-порфиры второй подгруппы Шариповской группы массивов. Частично риолит-порфиры перекрываются с монцонит-порфирами первой подгруппы Шариповской группы, характеризующейся обеднением многими несовместимыми микроэлементами и обогащением совместимыми элементами относительно второй подгруппы (Рахимов и др., 2025).

На мультиэлементной спайдер-диаграмме (рис. 4б) ярко выражены положительные аномалии крупноионных литофильных элементов (LILE) и Pb. Отрицательные аномалии характерны для

Таблица 3. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (г/т) в представительных пробах риолит-порфиров Шартымского массива

Table 3. Content of major oxides (wt. %) and trace elements (ppm) in representative samples of rhyolite porphyries of the Shartym pluton

Оксиды	U ₂₂ -16	U ₂₂ -17	U ₂₂ -21	U ₂₂ -22	U ₂₂ -23	U ₂₃ -44
SiO ₂	72.44	70.96	72.43	71.35	76.11	72.96
TiO ₂	0.12	0.10	0.09	0.08	0.10	0.12
Al ₂ O ₃	15.59	17.15	15.41	15.89	13.89	16.11
Fe ₂ O ₃	1.20	1.14	1.20	1.06	1.12	1.22
MnO	0.02	0.05	0.04	<0,01	0.02	<0.01
MgO	<0,01	0.02	0.06	<0,01	0.03	0.19
CaO	0.50	0.54	0.75	0.38	0.38	0.17
Na ₂ O	5.18	5.58	5.00	5.03	3.67	4.72
K ₂ O	3.79	4.10	3.84	4.64	3.84	3.91
S _{общ}	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
ППП	0.50	0.79	0.43	0.92	0.73	0.96
Сумма	99.34	100.41	99.26	99.35	99.89	100.35
Na ₂ O+K ₂ O	8.96	9.68	8.83	9.67	7.51	8.62
K ₂ O/Na ₂ O	0.73	0.73	0.77	0.92	1.04	0.83
K _{арн}	0.81	0.79	0.80	0.84	0.73	0.74
A/CNK	1.15	1.18	1.12	1.14	1.28	1.31
A/NK	1.24	1.26	1.25	1.20	1.36	1.34
#Fe	0.96	0.98	0.95	0.95	0.97	0.87
MALI	8.46	9.14	8.09	9.28	7.13	8.46
Th	6	6	6	6	6	7
U	2.4	1.5	1.7	3.4	6	1.7
Rb	62	66	66	91	90	98
Ba	700	700	800	700	800	638
Sr	190	150	170	120	150	62
La	11	11	12	14	11	15.8
Ce	20	18	23	25	20	29
Pr	2.2	2.3	2.5	3.2	2.3	2.2
Nd	8	8	9	12	8	8.1
Sm	1.7	1.7	1.9	2.4	1.7	1.8
Eu	0.6	0.6	0.7	0.7	0.6	0.43
Gd	1.5	1.5	1.7	2	1.5	1.3
Tb	0.18	0.18	0.2	0.2	0.2	0.16
Dy	0.9	0.9	1	0.9	1.1	0.77
Ho	0.16	0.16	0.18	0.15	0.19	0.12
Er	0.43	0.41	0.47	0.4	0.5	0.31
Tm	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.114
Yb	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.32
Lu	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.049
Zr	39.5	37.4	39.9	42	39.8	59
Hf	1.8	1.8	1.8	1.9	1.8	1.9
Ta	0.35	0.35	0.36	0.28	0.31	0.38
Nb	3.5	3.3	5	2.9	3.5	4.5
Y	4	4	4	4	5	4.2
Cr	5	7	50	8	11	35
Ni	3	2.4	4	3	3	2.7
Co	9	13	12.8	19.6	14.8	7.3
V	1	1	1.3	4	0.8	8.6

Окончание таблицы

Оксиды	U ₂₂₋₁₆	U ₂₂₋₁₇	U ₂₂₋₂₁	U ₂₂₋₂₂	U ₂₂₋₂₃	U ₂₃₋₄₄
Eu/Eu*	1.14	1.14	1.18	0.97	1.14	0.85
(La/Yb) _n	18.72	18.72	20.43	23.83	18.72	33.62
(Gd/Yb) _n	3.00	3.00	3.40	4.00	3.00	3.25
Zr/Hf	21.94	20.78	22.17	22.11	22.11	31.05
Nb/Ta	10.00	9.43	13.89	10.36	11.29	11.84
Y/Ho	25.00	25.00	22.22	26.67	26.32	35.00
TE(1,3)	0.96	0.93	0.92	0.94	0.90	0.98

Примечание. TE(1,3) – тетрадный эффект, K_{aen} – коэффициент агапитности, #Fe – коэффициент железистости, MALI – индекс соотношения щелочей и извести.

Notes. TE(1,3) – tetrad effect, K_{aen} – agpaitic coefficient, #Fe – ferric coefficient, MALI – modified alkali-lime index.

Таблица 4. Химический состав монцонит-порфира Шариповской группы, выбранного для моделирования
Table 4. Composition of monzonite porphyry of the Sharip group selected for modeling

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O
Монцонит-порфир	59.62	0.24	19.55	4.19	2.72	3.92	6.13	2.03	0.12	0.97

высокозарядных элементов (HFSE) – Nb, Ta и Ti. В целом, спектры шартымских риолит-порфиров сходны с таковыми балбукских монцонитов и шариповских монцонит-порфиров, но в первых наблюдается пониженное количество HFSE.

По уровню концентраций несовместимых микроэлементов и по типам их распределения шартымские риолит-порфиры близки к риолит-порфирам массива Каматал геохимическому аналогу Шартымского массива (рис. 4в, г). Можно отметить, что в массиве Каматал шире вариации в концентрациях микроэлементов.

Результаты термодинамического моделирования

На рис. 5 показана серия бинарных диаграмм, отражающих изменение содержания главных петрохимических компонентов при падении температуры модельного расплава. По данным термодинамического моделирования модельная кривая монцонитового расплава не пересекается с точками составов риолит-порфиров Шартымского массива и имеет иной тренд.

На рис. 5а, 5б численные кривые эволюции монцонитового расплава и риолит-порфиры Шартымского массива обладают сходным направлением трендов, однако характеризуются пониженными содержаниями алюминия (рис. 5а) при тех же со-

держаниях SiO₂ и близкими содержаниями Na₂O (рис. 5б). В свою очередь, по содержаниям P₂O₅ (при тех же содержаниях SiO₂ расчетный расплав обладает около 1 (мас. %)), CaO и TiO₂ численные кривые обладают сильно повышенными содержаниями и имеют иной тренд по сравнению с риолит-порфирами, а также не пересекаются с областями фигуративных точек риолит-порфиров (рис. 5в, 5г, 5д). По соотношению Na₂O и Al₂O₃ расчетные кривые обладают различными трендами с риолит-порфирами (рис. 5е).

ОБСУЖДЕНИЕ

Геохимическая типизация риолит-порфиров Шартымского массива

На основании петрохимических критериев (высокое содержание суммы щелочных оксидов, высокая железистость, низкое содержание MgO и CaO), кислые породы балбукского ареала соотносятся с гранитоидами А типа. Однако низкие концентрации HFSE (рис. 4, 6) и ряд иных геохимических критериев (отсутствие отрицательной Eu аномалии, умеренное количество Ga (до 18 г/т), сумма Zr + Nb + Ce + Y < 350 г/т и отношение Rb/Sr 0.44–0.87) не отвечают гранитам А типа (Whalen et al., 1987; Eby, 1990, 1992). Низкие содержания Ca и Mg могут быть связаны со значительным фракционированием (Breiter et al, 2014).

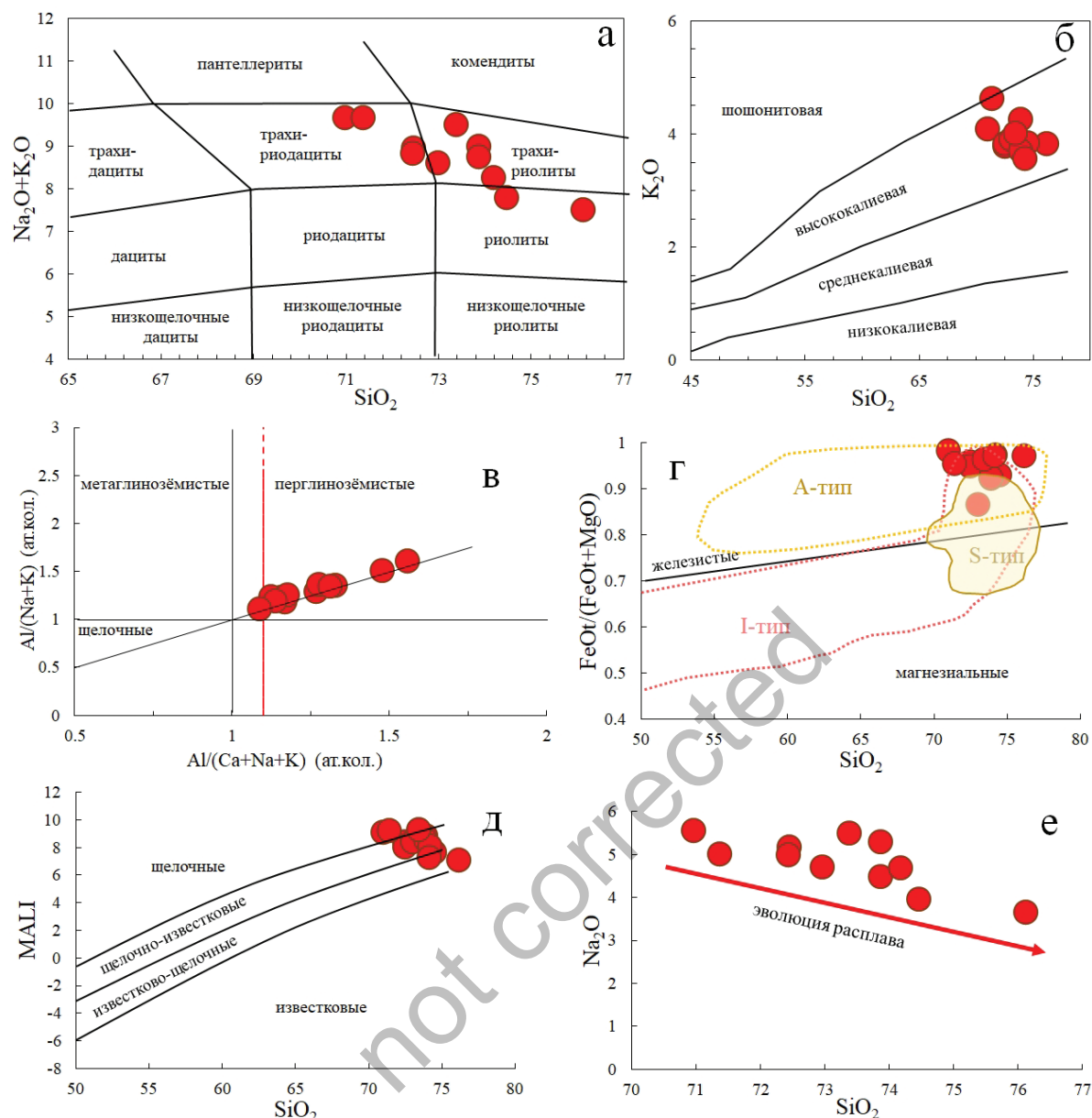


Рис. 3. Петрохимические диаграммы для риолит-порфиров Шартымского массива: а – TAS диаграмма для вулканитов (Шарпенко и др., 2013); б – диаграмма $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ (Peccherillo, Taylor, 1976); в – диаграмма A/CNK--A/NK ; г – диаграмма $\text{FeOt/FeOt} + \text{MgO}$ (Frost et al, 2001); д – диаграмма $\text{SiO}_2\text{--MALI}$ (Frost et al., 2001); е – диаграмма $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}$.

Fig. 3. Petrochemical diagrams for rhyolite porphyries of the Shartym pluton: а – TAS diagram for volcanic rocks (Le Maitre, 2002); б – $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ diagram (Peccherillo, Taylor, 1976); в – A/CNK--A/NK diagram; г – $\text{FeOt/FeOt} + \text{MgO}$ diagram (Frost et al, 2001); д – $\text{SiO}_2\text{--MALI}$ diagram (Frost et al, 2001); е – $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}$ diagram.

Высокий индекс Шенда (A/CNK) 1.09–1.55, положение в области перглиноземистых пород, присутствие биотита и мусковита, а также величины Rb/Y (10.59–24.50) и Rb/Th (9.60–15.17) отношений указывают на близость к гранитоидам S типа. Сходными геохимическими параметрами

обладают гранитоиды Ахуново-Петропавловского ареала (Холоднов и др., 2021) риолит-порфиры массива Каматал, полного геохимического аналога Шартымского массива (Рахимов и др., 2025).

На диаграмме Д.Б. Уэйлена с соавторами (Whalen et al., 1987) (рис. 6а) риолит-порфиры по-

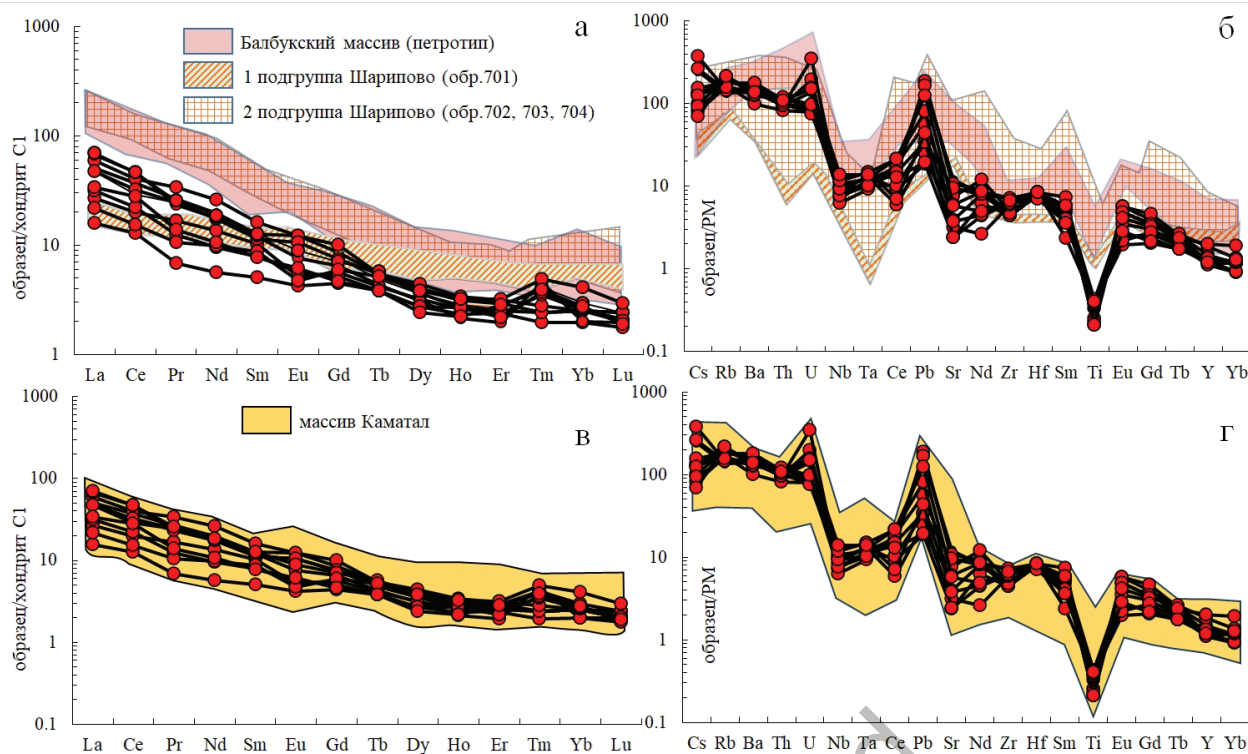


Рис. 4. Спектры редкоземельных элементов, нормированные на хондрит C1 (Lodders, Fegley, 1998) (а) и мульти-элементная спайдер-диаграмма, нормированная на примитивную мантию (Lyubetskaya, Korenaga, 2007) (б).

Fig. 4. REE patterns normalized to chondrite C1 (Lodders, Fegley, 1998) (а) and trace element pattern normalized to primitive mantle (Lyubetskaya, Korenaga, 2007) (б).

падают в поле фракционированных пород. На диаграммах (рис. 6б, 6в) породы в основной массе расположены в области фракционированных гранитоидов, а некоторые образцы вследствие более существенного фракционирования расположены в области гранитов А типа. На диаграмме из работы (Гребенников, 2014) исследованные породы расположены в области I и S типов гранитов островодужных обстановок (рис. 6г). На диаграмме Sr–Rb/Sr (Даченко, 2000) (рис. 6д) проявлен тренд, наименее фракционированные члены которого с высоким содержанием Sr и низким отношением Rb/Sr расположены в области гранитоидов I типа. Таким образом, исследуемые риолит-порфиры, вероятно, являются фракционированными, близкими по характеристикам с гранитоидами I типа, что обуславливает специфические петрогеохимические особенности и смешанные характеристики гранитоидов разных типов.

Источники риолит-порфиров Шартымского массива и эволюция расплава

Судя по диаграммам А.Е. Патино-Дуса (Patino-Douce, 1999) (рис. 7а, б), источниками для риолит-порфиров массива Шартым могли быть гетерогенные осадочные и метавулканические породы типа фельзитовых, мафитовых пелитов и метаграувакк. Такими породами могут быть тонкозернистые терригенные породы типа тефроидов, широко развитые в отложениях Магнитогорской мегазоны (Жданов, 2003ф; Фазлиахметов, 2019а, 2019б). По индикаторным соотношениям $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (рис. 7в) большая их часть попадает в область пералюминиевых пород, что приближает их к гранитоидам S типа, а соотношение $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} > 0.3$ предполагает их метапелитовый источник; однако низкое содержание CaO и, как следствие, низкое $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ отношение является результатом фракционирования плагиоклаза в расплаве. В связи с удалением плагиоклаза из расплава происходит падение содержаний Ca, и, как следствие, падение $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ отношения. В соответствии с этим, диаграммы, построенные на основе отношений петрогенных окси-

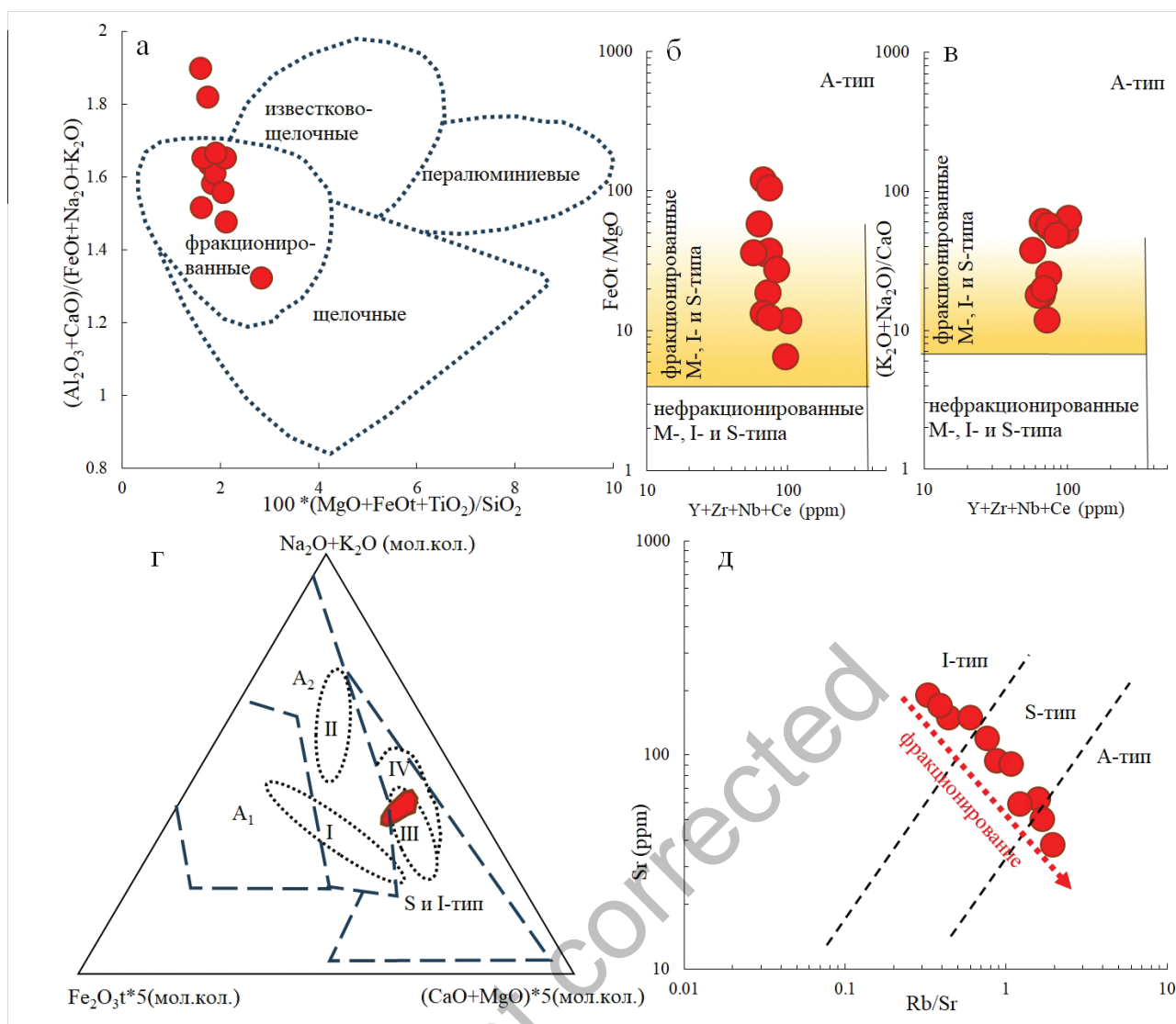


Рис. 5. Модельные кривые фракционной кристаллизации расплава наиболее примитивного Шариповского монзонит-порфира.

Построено в программе Rhyolite-Melts (v.1.1).

Fig. 5. Model curves of fractional crystallization of most primitive Sharipovo monzonite porphyry melt.

Plotted in Rhyolite-Melts (v.1.1) program.

дов, не дают исчерпывающего ответа об источнике. Более информативной в этом случае может являться диаграмма Rb/Ba–Rb/Sr (Sylvester, 1998) (рис. 7д), на которой выявляется отчетливый тренд, наименее фракционированная часть которого близка к базитам (базальт/метабаза) и лежит в пределах грауваккового источника. Магнитогорский палеостроводужный террейн сложен разнообразными вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, что обуславливает широкое разнообразие гипотетических источников риолит-порфиров Шартымского массива, наиболее предпочтительным и обоснованным из которых являются граувакки/метаграувакки и туфы основного состава.

В эволюции исходного расплава риолит-порфиров, вероятно, ключевую роль могло играть фракционирование плагиоклаза, на что указывает увеличение отрицательной аномалии Eu вместе со снижением Sr/Y отношения (рис. 7е). Важно отметить, что фракционная кристаллизация альбита и олигоклаза в сочетании с высокими окислительными обстановками ($fO_2 > FMQ + 1$) не приводит к образованию значимых аномалий Eu (Möller, Muecke, 1984). Именно поэтому для спектров РЗЭ шартымских риолит-порфиров не характерны глубокие минимумы Eu. На диаграмме (рис. 7г) концентрация Sr понижается без изменения концентрации Ba, что также указывает на фракционирование плаги-

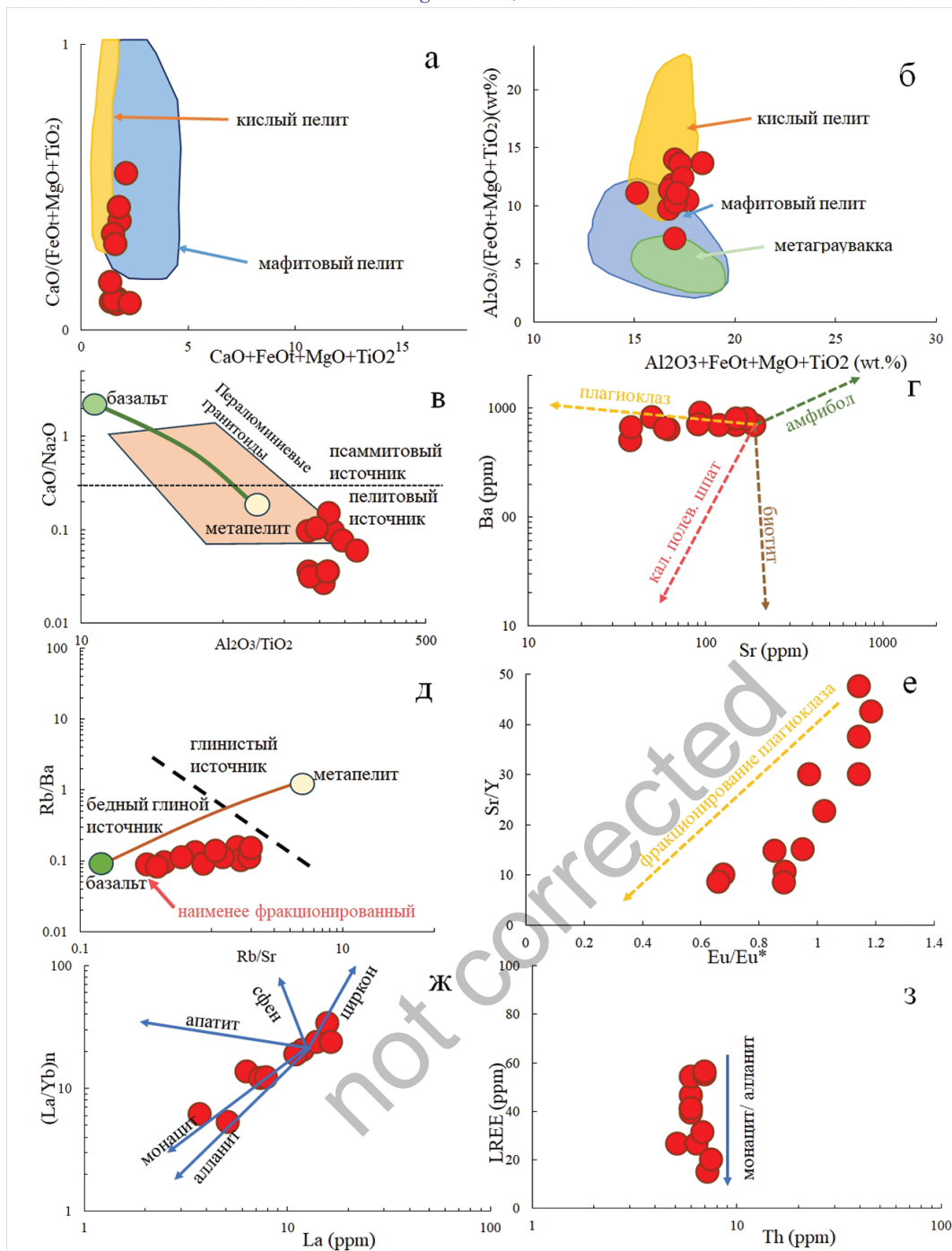


Рис. 6. Дискриминационные диаграммы для риолит-порфиров Шартымского массива по: а – (Sylvester, 1998); б, в – (Whalen et al, 1987); г – (Гребенников, 2014); д – (Датченко, 2000).

Fig. 6. Discrimination diagrams for rhyolite porphyries of the Shartym pluton after: а – (Sylvester, 1998); б, в – (Whalen et al, 1987); г – (Grebennikov, 2014); д – (Datsenko, 2000).

оклаза в магме. Фракционирование монацита (рис. 7ж, з) вероятно привело к низкому содержанию P_2O_5 ($>0.01\%$), Y (<5 г/т) и пониженному содержанию РЗЭ (в особенности, легких РЗЭ), а фракционирование циркона (рис. 7ж) обусловило низкое отношение Zr/Hf (24–32) и низкое содержание Th (<7 г/т).

Совместное фракционирование монацита и циркона также приводит к высоким Rb/Y (10.59–24.50) и Rb/Th (9.60–15.17) отношениям, что ошибочно может интерпретироваться как близость к гранитоидам S типа.

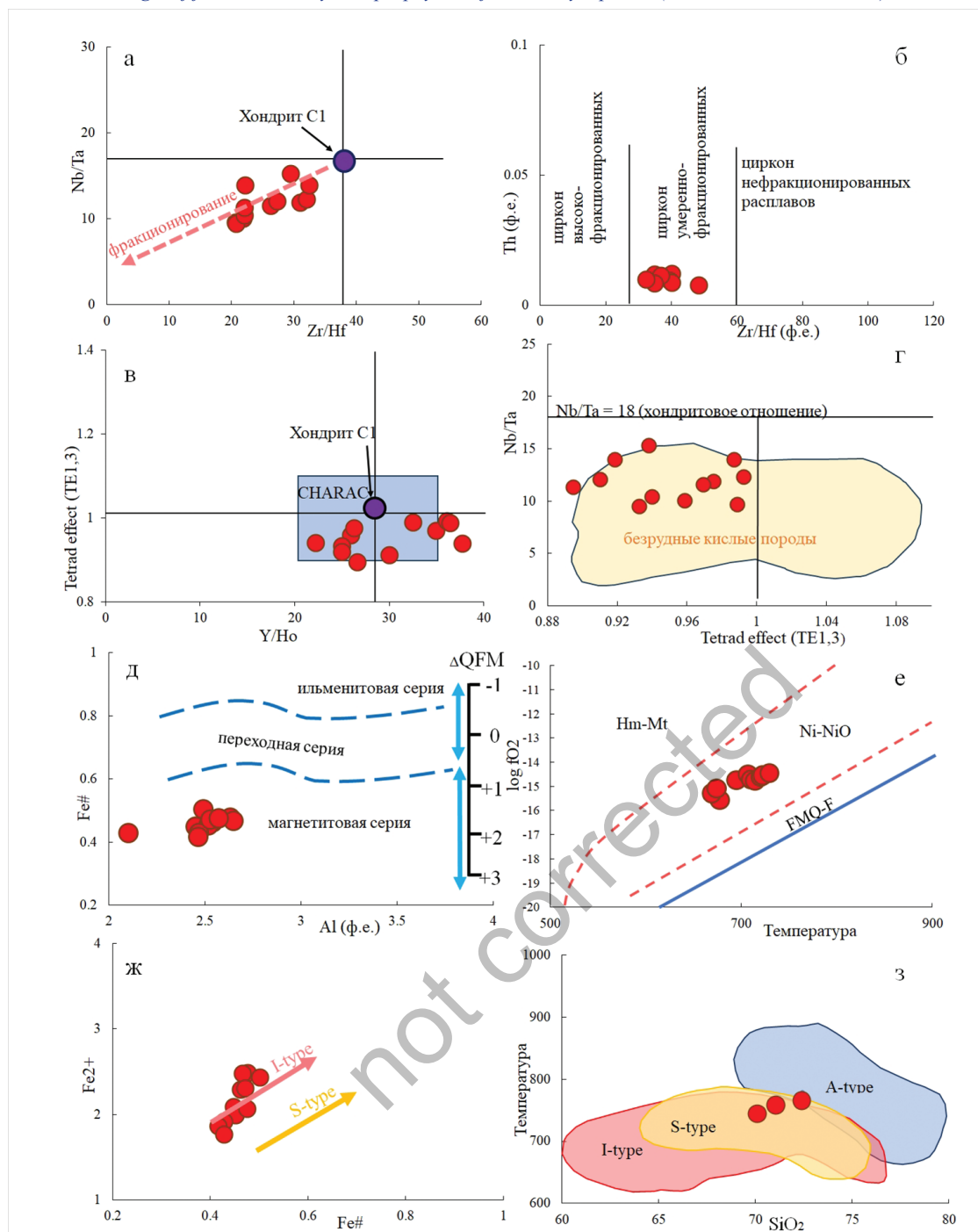


Рис. 7. Дискриминационные диаграммы для риолит-порфиров Шартымского массива: а, б – по (Patino-Douce, 1999), в, д – по (Sylvester, 1998), г – тренды дифференциации минералов, рассчитанные по формуле: $C_i = F^{(K_d-1)} \cdot C_0$, где C_i – концентрация элемента в расплаве, C_0 – исходная концентрация элемента в расплаве, F – степень фракционирования, K_d – коэффициент распределения для дацитов и риолитов (Philpotts, Schnetzler, 1970; Matsui et al., 1977; Nash, Crecraft, 1985; Bacon, Druitt, 1988). Исходные значения вычислены для наиболее примитивных пород с наименьшим содержанием Sr; е – Sr/Y–Eu/Eu*; ж, з – (Wu et al, 2003).

Fig. 7. Discrimination diagrams for rhyolite porphyries of the Shartym pluton: а, б – after (Patino-Douce, 1999); в, г – after (Sylvester, 1998); д – mineral differentiation trends calculated using formula: $C_i = F^{(K_d-1)} \cdot C_0$, where C_i is the element concentration in the melt, C_0 is the initial element concentration in the melt, F is the degree of fractionation, K_d is the distribution coefficient taken for dacite and rhyolite from (Philpotts, Schnetzler, 1970; Matsui et al, 1977; Nash, Crecraft, 1985; Bacon, Druitt, 1988). The initial values are calculated for most primitive rocks with the lowest Sr content; е – Sr/Y–Eu/Eu*; ж, з – (Wu et al, 2003).

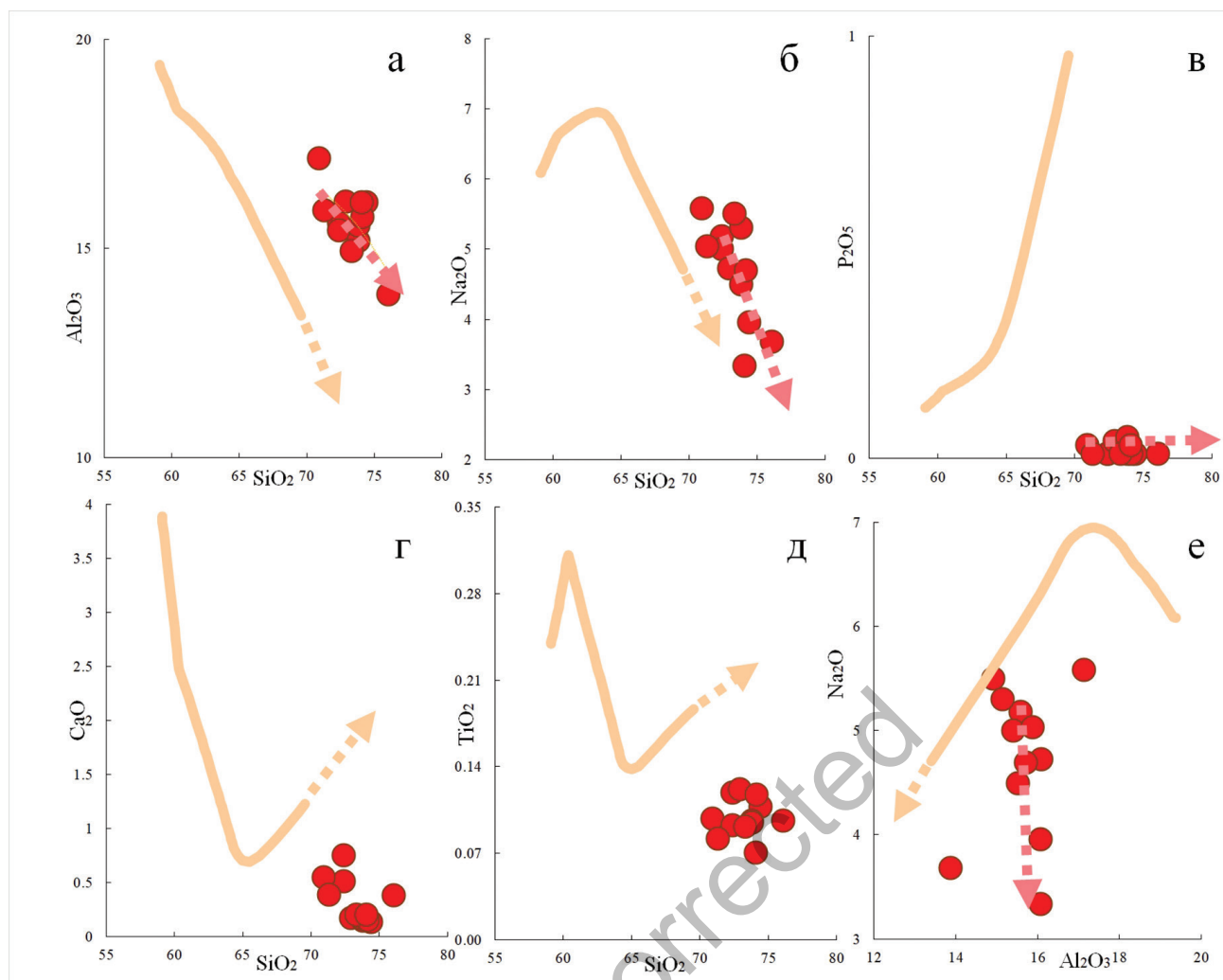


Рис. 8. Диаграммы фракционирования: а – валовое отношение Nb/Ta к Zr/Hf (Wu et al., 2017); б – Th–Zr/Hf в цирконе (Breiter et al., 2014); в – тетрадный эффект и отношение (Irber, 1999) Y/Ho; г – величина тетрадного эффекта и Nb/Ta (Ballouard et al., 2016); д – отношение #Fe и Al (ф.е.) в биотите (Anderson, 2008); е – фугитивность кислорода и температура (Wones et al., 1980); ж – эволюция состава биотита (Villaseca et al., 2017); з – диаграмма температура–SiO₂ (Collins et al., 2019).

Fig. 8. Fractionation diagrams: а – bulk Zr/Hf ratio (Wu et al, 2017); б – Th–Zr/Hf in zircon (Breiter et al., 2014); в – tetrad effect and Y/Ho ratio (Irber, 1999); г – tetrad effect and Nb/Ta (Ballouard et al., 2016); д – #Fe and Al (apfu) ratio in biotite (Anderson, 2008); е – oxygen fugacity and temperature (Wones, 1980); ж – evolution of biotite composition (Villaseca et al., 2017); з – temperature–SiO₂ diagram (Collins et al., 2019).

Особенности кристаллизации и фракционирования расплава

Низкие Zr/Hf и Ta/Nb отношения, отличные от хондритового, являются маркером процессов фракционирования акцессорных минералов (Breiter et al., 2014; Wu et al., 2017). Отношения Zr/Hf и Ta/Nb в исследованных породах составляют 21–32 и 9.5–15, соответственно, и они образуют тренд дифференциации (рис. 8а). Гораздо более надежным и точным маркером фракционных процессов является Zr/Hf отношение в самом цирконе (Breiter et al.,

2014). В цирконе исследуемых риолит-порфиров Zr/Hf отношение составляет 30–46, и на диаграмме породы расположены в поле умеренно-фракционированных расплавов (рис. 8б).

В исследуемых риолит-порфирах слабо выражен тетрадный эффект $TE(1,3) = (T1 \cdot T3)^{0.5}$, где $T1 = (Ce/Ce^t \cdot Pr/Pr^t)^{0.5}$, $T3 = (Tb/Tb^t \cdot Dy/Dy^t)^{0.5}$, $Ce/Ce^t = Ce_n/(La_n^{2/3} \cdot Nd_n^{1/3})$, $Pr/Pr^t = Pr_n/(La_n^{1/3} \cdot Nd_n^{2/3})$, $Tb/Tb^t = Tb_n/(Gd_n^{2/3} \cdot Ho_n^{1/3})$ и $Dy/Dy^t = Dy_n/(Gd_n^{1/3} \cdot Ho_n^{2/3})$. Отношение Y/Ho варьирует от 22 до 36. На диаграмме (рис. 8в) фигуративные точки состава пород расположены в зоне CHARAC (Charge- And Radius-

Controlled – зарядного и радиусного контроля), поэтому можно сделать вывод о том, что исследуемые образцы были умеренно фракционированы (Bau, 1996). Отношение тетрадного эффекта и отношения Nb/Ta указывают на безрудный характер риолит-порфиров (Ballouard, 2016) (рис. 8г).

Биотит из риолит-порфиров Шартымского массива обладает соотношениями Fe# и Al, которые указывают на окисленное состояние расплава (магнетитовая серия) (Anderson, 2008). Наличие в породе кварца, магнетита, биотита и калиевого полевого шпата указывает на магнетитовую серию и высокий окислительный потенциал (рис. 8д): FMQ от +1.67 до +2.48.

Ассоциацию биотит-магнетит-санидин можно использовать для оценки магматического fO_2 во время кристаллизации в соответствии с эмпирическим уравнением (Wones, 1972). Термометр по биотиту, магнетиту и санидину указывает на следующие характеристики расплава: $\log fO_2$ от –15.435 до –14.239, температура кристаллизации 680–730 °C. Характер состава и тренд изменения состава биотита указывают на I тип риолитового расплава (рис. 8ж).

Термометрия циркона рассчитана по следующей формуле (Boehenke et al., 2013):

$$\frac{10108}{T(K) - 1,16(M - 1) - 1,48}$$

где $D_{Zr} = \frac{D_{Zircon}}{D_{melt}}$ (D_{Zircon} = содержание Zr в цирконе, D_{melt} – содержание Zr в расплаве) и M – содержания в породе $\frac{Na + K + 2Ca}{Al \cdot Si}$. По этим рас-

четам температура насыщения цирконием (условно можно понимать как минимальную ликвидусную температуру) составляет 755–770 °C, а породы расположены в перекрывающихся полях I и S типов (рис. 8з). Поскольку биотитовый термометр занижает температуру (Li, Zhang, 2022), то температура, рассчитанная по циркону, считается более объективной.

Фракционирование расплава по данным численного моделирования и связь с монцонитоидами балбукского комплекса

Как указывалось выше, риолит-порфиры Шартымского массива предшественниками включались в состав многофазного балбукского комплекса как вторая фаза, отвечающая гранитам и

лейкогранитам (Жданов и др., 2003ф). Геохимические особенности риолит-порфиров не позволяют рассматривать их как продукты того же, пусть и высокофракционированного расплава, из которого произошли монцониты Балбукского массива или монцонит-порфиры Шариповской группы. Монцонитоиды богаче несовместимыми элементами, чем риолит-порфиры, что противоречит общим представлениям об эволюции магм (Перчук и др., 2015). Если же допустить фракционирование несовместимых микроэлементов вместе с акцессорными минералами (например, монацитом, алланитом и др., в случае их магматического генезиса), то тогда, как минимум, характер спектров РЗЭ в риолит-порфирах должен отличаться от такового монцонитов. Однако вид спектров распределения и величины $(La/Yb)_n$ в риолит-порфирах и монцонитах не контрастен, отличается только уровень концентраций.

Наиболее вероятным в данном случае может быть только сценарий с глубоким фракционированием субщелочного расплава, из которого сформировались наиболее примитивные монцонит-порфиры первой подгруппы Шариповской группы (Рахимов и др., 2025), имеющие пониженные концентрации несовместимых микроэлементов и иной характер спектров РЗЭ (рис. 4а).

По результатам термодинамического моделирования (рис. 5) достижение содержаний CaO и P_2O_5 риолитового уровня невозможно в случае глубокого фракционирования монцонитового расплава. Это является аргументом в пользу того, что из такого расплава невозможно получить риолит-порфировый состав, характерный для Шартымского массива. Изменение исходных параметров системы, таких как содержание воды, давление и фугитивность кислорода не меняют ход эволюции расплава в достаточной степени. Таким образом, риолит-порфиры Шартымского массива (а, значит, и других массивов Балбукского ареала) не могут принадлежать к единому многофазному балбукскому комплексу и являются отдельным гранитоидным комплексом.

ВЫВОДЫ

Проведенные петрологические исследования риолит-порфиров массива Шартым позволяют сделать следующие выводы.

1. Специфические петрогеохимические особенности (высокий индекс Шенда = 1.09–1.55, $Na_2O/K_2O = 0.95–1.42$, положение на дискримина-

ционных диаграммах), а также микроэлементный состав (низкое содержание несовместимых элементов – Zr, Nb и Y и высокие отношения Rb/Y (10.59–24.50) и Rb/Th (9.60–15.17) связаны с фракционированием кислого расплава.

2. Термодинамическое моделирование, выполненное при помощи программы Rhyolite-Melts, подтверждает, что риолит-порфиры не могли возникнуть из той же магмы, что и монцитониты, что не согласуется с прежними представлениями об их принадлежности к единому многофазному балбукскому комплексу, результаты моделирования согласуются с Rb-Sr изотопными датировками.

3. Низкие отношения Zr/Hf (21–32) и Nb/Ta (9.5–15) указывают на процессы фракционирования акцессорных минералов. Фигуративные точки на диаграммах соотношений TE(1,3) с Zr/Hf, Y/Ho, Nb/Ta, отличные от хондритовых значений, но расположенные в поле CHARAC, а также Zr/Hf отношение (30–46) в цирконе указывают на умеренный характер фракционирования.

4. Фракционирование монацита и алланита приводит к пониженным содержаниям легких элементов в исследуемых образованиях, в совокупности с фракционированием циркона это приводит к снижению суммарного содержания редкоземельных элементов в риолит-порфирах.

5. Расплав кристаллизовался при фугитивности кислорода $FMQ = +1.67 - +2.48$ и температурах около 750 °C.

ЛИТЕРАТУРА

- Анисимов И. С., Сопко Л. Н., Ямаев Ф. А., Калташева И.И., Козлов В.И., Петров Ю.М. (1983ф) Отчет по геологическому доизучению масштаба 1:50000 Северо-Учалинской площади (планшеты: N-40–48-B-б, в, г; N-40–59-B-б, г; N-40–60-A; N-40–72-A) за 1978–1983 годы. ТФГИ, Уфа, 510 с.
- Гребенников А.В. (2014) Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики. *Геология и геофизика*, 55(9), 1356–1373.
- Даценко В.М. (2000) Петрогеохимическая типизация гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы. *Материалы второго Всероссийского петрографического совещания*. Сыктывкар, Коми НЦ УрО РАН, 2, с. 270–274.
- Жданов А.В., Ободов В.А., Макарьев Л.Б., Матюшков А.Д., Молчанова Е.В., Стромов В.А., Полянская Т.Л., Калташев А.П. (2003ф) Геологическое доизучение масштаба 1:200000 и подготовка к изданию госгеолкарты-200 территории листа N-40-XXVIII (Учалинская площадь). Уфа, ТФГИ, 284 с.
- Знаменский С. Е., Знаменская Н.М. (2009) Роль сдвиговых дуплексов в региональном структурном контроле позднепалеозойского золотого оруденения Магнитогорской мегазоны (Южный Урал). *Литосфера*, 4, 83–92.
- Казаков П. В. (2022) К перспективам золотоносности Шартымского рудно-россыпного узла (Южный Урал). *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*, 14, 72–76.
- Перчук А.Л., Плечов П.Ю., Сазонова Л.В., Сазонов О.Г., Тихомиров П.Л., Шур П.Ю. (2015) Основы петрологии магматических и метаморфических процессов. Москва, КДУ, 472 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья. Актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении. Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Рахимов И.Р., Самигуллин А.А., Холоднов В.В., Шагалов Е.С. (2025) Петрогенезис и геодинамический режим монцитонитовых и гранитовых массивов Балбукского ареала (Южный Урал) по данным валовой геохимии, Sr-Nd изотопии и Rb-Sr геохронологии. *Литосфера*, 5, 1074–1103. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-5-1074-1103>.
- Салихов Д.Н., Митрофанов Д.А. (1994) Интрузивный магматизм верхнего девона–нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). Уфа, ИГ УНЦ РАН, 142 с.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2019) Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. Москва, Наука, 392 с.
- Самигуллин А. А., Рахимов И.Р. (2023) РЗЭ минерализация гранитоидов Шартымского массива (Балбукский комплекс, Южный Урал). *Металлогения древних и современных океанов-2023. Минералогия и геохимия рудных месторождений: от теории к практике*. Миасс, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 166–170.
- Фазлиахметов А. М. (2019а) Геохимические особенности и условия образования раннедевонских кремнисто-глинистых сланцев разреза Ишкильдино и подстилающих их базальтов (восточный склон Южного Урала). *Литосфера*, 19(1), 30–47. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-1-30-47>
- Фазлиахметов А. М. (2019б) О применении геодинамических литохимических диаграмм при изучении тефрогенных песчаников. *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*, 330(7), 34–43. <https://doi.org/10.18799/24131830/2019/7/2174>
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург, УрО РАН, 368 с.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Каллистов Г.А., Шардакова Г.Ю., Салихов Д.Н., Коновалова Е.В. (2021)

Ахуново-Петропавловский гранитоидный ареал как окраинно-континентальный центр длительного мантийно-корового взаимодействия: роль субдукционных и рифтогенно-плюмовых источников. *Геология и геофизика*, 62(6), 800–820. <https://doi.org/10.15372/GiG2020155>

Шарпенко Л. Н., Костин А. Е., Кухаренко Е. А. (2013) TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород. *Региональная геология и металлогения*, 56, 40–50.

Anderson J.L., Barth A.P., Wooden J.L., Mazdab F. (2008) Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 121–142. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.4>

Asimow P.D., Ghiorso M. S. (1998) Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist*, 83, 1127–1131. <https://doi.org/10.2138/am-1998-9-1022>

Bacon C.R., Druitt T.H. (1988) Compositional evolution of the zoned calalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 98, 224–256. <https://doi.org/10.1007/BF00402114>

Bau M. (1996) Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 323–333. <https://doi.org/10.1007/s004100050159>

Boehnke P., Watson E., Trail D., Harrison T., Schmitt A. (2013) Zircon saturation rerevisited. *Chemical Geology*, 351, 324. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.028>

Breiter K., Larmarão C., Borges R., Dall'Agnol R. (2014) Chemical characteristics of zircon from A-type granites and comparison to zircon of S-type granites. *Lithos*, 192–195, 208–225. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.02.004>

Ballouard C., Poujol M., Boulvais P., Branquet Y., Tartèse R., Vigneressse J. (2016) Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition. *Geology*, 44, 231–234. <https://doi.org/10.1130/G37475.1>

Collins W., Huang H., Bowden P., Kemp A. (2019) Repeated S–I–A-type granite trilogy in the Lachlan Orogen and geochemical contrasts with A-type granites in Nigeria: Implications for petrogenesis and tectonic discrimination. *Geological Society London Special Publications*, 491, 53–76. <https://doi.org/10.1144/SP491-2018-159>

Eby G.N. (1990) The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26, 115–134. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-Z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-Z)

Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641–644. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2)

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

Ghiorso M.S., Sack R.O. (1995) Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, 197–212. <https://doi.org/10.1007/s004100050036>

Gualda G.A.R., Ghiorso M.S., Lemons R.V., Carley T.L. (2012) Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53, 875–890. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr080>

Irber W. (1999) The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu[□], Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 489–508. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00027-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00027-7)

Li X., Zhang C. (2022). Machine learning thermobarometry for biotite-bearing magmas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127, e2022JB024137. <https://doi.org/10.1029/2022JB024137>

Lodders K., Fegley B. (1998) The planetary science companion. New York, Oxford University Press, 400 p.

Lyubetskaya T., Korenaga J. (2007) Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance. *Journal of Geophysical Research*, 112, 1–21. <https://doi.org/10.1029/2005JB004224>

Matsui Y., Onuma N., Nagasawa H., Higuchi H., Banno S. (1977) Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma. *Bulletin de la Société française de minéralogie et de cristallographie*, 100, 315–324. <https://doi.org/10.3406/bulmi.1977.7155>

Möller P., Muecke G.K. (1984) Significance of Europium anomalies in silicate melts and crystal-melt equilibria: a re-evaluation. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 87, 242–250. <https://doi.org/10.1007/BF00381064>

Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ben Ohoud M. (2005) Discrimination entre biotites magmatiques primaires, biotites re'équilibrées et biotites ne'oformées. *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 1415–1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>

Nash W., Crecraft H. (1985) Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2309–2322. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90231-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90231-5)

Patino-Douce A. (1999) Generation of metaluminous A-type granites by low pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25, 743–746. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0743:GOMATG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0743:GOMATG>2.3.CO;2)

- Peccerillo A., Taylor S. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Philpotts J., Schnetzler C. (1970) Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with application to anorthosite end basalt genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 307–322. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90011-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90011-4)
- Rieder M., Cavazzini G., Sassi F.P., D'yakonov Y.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Muller G., Neiva A., Radoslovich E., Robert J.L., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. (1998) Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, 36(3), 905–912. <https://doi.org/10.1180/002646199548385>
- Sylvester P. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45, 29–44. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00024-3)
- Villaseca C., Ruiz-Martínez V.C., Pérez-Soba C. (2017) Magnetic susceptibility of Variscan granite-types of the Spanish central system and the redox state of magma. *Geologica Acta*, 15, 379–394. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2017.15.4.8>
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4), 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>
- Wittke W., Sykes R. (1990) Rock mechanics. Berlin, Springer, 587 p.
- Wones D.R. (1972) Stability of biotite: a reply. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 57, 316–317.
- Wones D.R. (1980) Contributions of crystallography, mineralogy, and petrology to the geology of the Lucerne pluton, Hancock County, Maine. *American Mineralogist*, 65, 411–437.
- Wu F.Y., Jahn B.M., Wilde S.A., Lo C.H., Yui T.F., Lin Q., Ge W.C., Sun D.Y., (2003a) Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos*, 66, 241–273. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00222-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00222-0)
- Wu F.Y., Liu X., Ji W., Wang J., Yang L. (2017). Highly fractionated granites: Recognition and research. *Science China Earth Sciences*, 60. <https://doi.org/10.1007/s11430-016-5139-1>.
- area (sheets N-40–48 V-b, v, g; N-40–59 B-b, g; N-40–60 A; N-40–72 A) for 1978–1983. Ufa, TFGI, 510 p. (in Russian)
- Asimow P.D., Ghiorso M. S. (1998) Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist*, 83, 1127–1131. <https://doi.org/10.2138/am-1998-9-1022>
- Bacon C.R., Druitt T.H. (1988) Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 98, 224–256. <https://doi.org/10.1007/BF00402114>
- Bau M. (1996) Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 323–333. <https://doi.org/10.1007/s004100050159>
- Boehnke P., Watson E., Trail D., Harrison T., Schmitt A. (2013) Zircon saturation revisited. *Chemical Geology*, 351, 324. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.028>
- Breiter K., Lamarão C., Borges R., Dall'Agnol R. (2014) Chemical characteristics of zircon from A-type granites and comparison to zircon of S-type granites. *Lithos*, 192–195, 208–225. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.02.004>
- Ballouard C., Poujol M., Boulvais P., Branquet Y., Tartèse R., Vigneresse J. (2016) Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition. *Geology*, 44, 231–234. <https://doi.org/10.1130/G37475.1>
- Collins W., Huang H., Bowden P., Kemp A. (2019) Repeated S–I–A-type granite trilogy in the Lachlan Orogen and geochemical contrasts with A-type granites in Nigeria: Implications for petrogenesis and tectonic discrimination. *Geological Society London Special Publications*, 491, 53–76. <https://doi.org/10.1144/SP491-2018-159>
- Datsenko V.M. (2000) Petrogeochemical classification of Granitoids of the Southwestern Margin of the Siberian Platform. *Materialy vtorogo Vserossiyskogo petrograficheskogo soveshchaniya (Proceedings of the 2nd All-Russian Petrographic Conference)*. Syktyvkar, Komi NTs UrO RAN, 2, 270–274. (in Russian).
- Eby G.N. (1990) The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26, 115–134. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-Z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-Z)
- Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641–644. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2)
- Fazliakhmetov A.M. (2019a) Geochemical peculiarities and formation conditions of Early Devonian siliceous-clayey shales of the Ishkildino section and underlying basalts (eastern slope of the Southern Urals). *Litosfera (Lithosphere Russia)*, 19(1), 30–47. (in Russian) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-1-30-47>

REFERENCES

Anderson J.L., Barth A.P., Wooden J.L., Mazdab F. (2008) Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 121–142. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.4>

Anisimov I.S., Sopko L.N., Yamaev F.A., Kaltasheva I.I., Kozlov V.I., Petrov Yu.M. (1983) Unpublished report on geological study on a scale of 1:50000 of the North Uchaly

- Fazliakhmetov A.M. (20196) Application of geodynamic lithochemical diagrams in study of tephrogenic sandstones. *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesursov (Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*, 330(7), 34–43. (in Russian). <https://doi.org/10.18799/24131830/2019/7/2174>. (in Russian)
- Fershtater G.B. (2013) Paleozoic intrusive magmatism of Central and South Urals. Yekaterinburg, UrO RAN, 368 p. (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. *Journal of Petrology*, 42, 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Ghiorso M.S., Sack R.O. (1995) Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, 197–212. <https://doi.org/10.1007/s004100050036>
- Grebennikov A.V. (2014) A-type granites and related rocks: petrogenesis and classification. *Russian Geology and Geophysics*, 55(9), 1074–1086. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.08.003>
- Gualda G.A.R., Ghiorso M.S., Lemons R.V., Carley T.L. (2012) Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53, 875–890. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr080>
- Irber W. (1999) The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu $\square$, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 489–508. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00027-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00027-7)
- Kazakov P.V. (2022) Prospects of gold-bearing potential of the Shartym ore-placer area (South Urals). *Geologiya, poleznye iskopaemye i problemy geoecologii Bashkortostana, Urala i sopredelnyh territoriy (Geology, Mineral Resources, and Geoecological Problems of Bashkortostan, Urals, and Adjacent Territories)*, 14, 72–76. (in Russian)
- Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Kallistov G.A., Shardakova G.Yu., Salikhov D.N., Konovalova E.V. (2021) The Akhunovo-Petropavlovsk granitoid area as a marginal-continental center of long-term mantle-crust interaction: the role of subduction and rift-plume sources. *Russian Geology and Geophysics*, 62(6), 648–665. <https://doi.org/10.2113/RGG20194121>
- Li X., Zhang C. (2022). Machine learning thermobarometry for biotite-bearing magmas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127, e2022JB024137. <https://doi.org/10.1029/2022JB024137>.
- Lodders K., Fegley B. (1998) The planetary science companion. New York, Oxford University Press, 400 p.
- Lyubetskaya T., Korenaga J. (2007) Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance. *Journal of Geophysical Research*, 112, 1–21. <https://doi.org/10.1029/2005JB004224>.
- Matsui Y., Onuma N., Nagasawa H., Higuchi H., Banno S. (1977) Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma. *Bulletin de la Société française de minéralogie et de cristallographie*, 100, 315–324. <https://doi.org/10.3406/bulmi.1977.7155>
- Möller P., Muecke G.K. (1984) Significance of Europium anomalies in silicate melts and crystal-melt equilibria: a re-evaluation. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 87, 242–250. <https://doi.org/10.1007/BF00381064>
- Nachit H, Ibhi A, Abia EH, Ben Ohoud M (2005) Discrimination entre biotites magmatiques primaires, biotites re'équilibrées et biotites ne'oformées. *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 1415–1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Nash W., Crecraft H. (1985) Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2309–2322. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90231-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90231-5)
- Patino-Douce A. (1999) Generation of metaluminous A-type granites by low pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25, 743–746. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0743:GOMATG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0743:GOMATG>2.3.CO;2)
- Peccerillo A., Taylor S. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Perchuk A.L., Plechov P.Yu., Sazonova L.V., Sazonov O.G., Tikhomirov P.L., Shur P.Yu. (2015) Fundamentals of petrology of magmatic and metamorphic processes. Moscow, KDU, 472 p. (in Russian)
- Philpotts J., Schnetzler C. (1970) Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with application to anorthosite and basalt genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 307–322. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90011-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90011-4)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals. Current issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics, and metallogeny. Ufa, DesignPolygraphService, 280 p. (in Russian)
- Rakhimov I.R., Samigullin A.A., Kholodnov V.V., Shagalov E.S. (2025) Petrogenesis and geodynamic regime of monzonite and granite Plutonss of the Balbuk area (South Urals) based on bulk geochemistry, Sr-Nd isotopy, and Rb-Sr geochronology. *Litosfera (Lithosphere Russia)*, 5, 1074–1103. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-5-1074-1103> (in Russian)
- Rieder M., Cavazzini G., Sassi F.P., D'yakonov Y.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Muller G., Neiva A., Radoslovich E., Robert J.L., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. (1998)

- Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, 36(3), 905–912. <https://doi.org/10.1180/002646199548385>
- Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019) The South Urals Magnitogorsk Zone in the Late Paleozoic: magmatism, fluid regime, metallogeny, and geodynamics. Moscow, Nauka, 392 p. (in Russian)
- Salikhov D.N., Mitrofanov D.A. (1994) Upper Devonian–Lower Carboniferous intrusive magmatism of the Magnitogorsk Megasyntlinorium (South Urals). Ufa, IG UNTs RAN, 142 p. (in Russian)
- Samigullin A.A., Rakhimov I.R. (2023) REE mineralization of granitoids of the Shartym pluton (Balbuk complex, South Urals). *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2023. Mineralogiya i geokhimiya rudnykh mestorozhdeniy: ot teorii k praktike (Metallogeny of Ancient and Modern Oceans-2023. Mineralogy and Geochemistry of Ore Deposits: from Theory to Practice)*. Miass, YuU FNTs MiG UrO RAN, 29, 166–170. (in Russian)
- Sharpenok L.N., Kostin A.E., Kukharenko E.A. (2013) Alkali sum–silica TAS diagram for chemical classification and identification of plutonic rocks. *Regionalnaya geologiya i metallogeniya (Regional Geology and Metallogeny)*, 56, 40–50. (in Russian)
- Sylvester P. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45, 29–44. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00024-3)
- Villaseca C., Ruiz-Martínez V.C., Pérez-Soba C. (2017) Magnetic susceptibility of Variscan granite-types of the Spanish central system and the redox state of magma. *Geologica Acta*, 15, 379–394. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2017.15.4.8>
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4), 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>
- Wittke W., Sykes R. (1990) Rock mechanics. Berlin, Springer, 587 p.
- Wones D.R. (1972) Stability of biotite: a reply. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 57, 316–317.
- Wones D.R. (1980) Contributions of crystallography, mineralogy, and petrology to the geology of the Lucerne pluton, Hancock County, Maine. *American Mineralogist*, 65, 411–437.
- Wu F.Y., Jahn B.M., Wilde S.A., Lo C.H., Yui T.F., Lin Q., Ge W.C., Sun D.Y., (2003a) Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis, *Lithos*, 66, 241–273. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00222-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00222-0)
- Wu F.Y., Liu X., Ji W., Wang J., Yang L. (2017). Highly fractionated granites: Recognition and research. *Science China Earth Sciences*, 60. <https://doi.org/10.1007/s11430-016-5139-1>.
- Zhdanov A.V., Obodov V.A., Makariev L.B., Matyushkov A.D., Molchanova E.V., Stromov V.A., Polyanskaya T.L., Kaltashev A.P. (2003) Geological study on a scale of 1:200000 and preparation for the publication of the State Geological Map-200 for N-40-XXVIII sheet (Uchaly area). Ufa, TFGI, 284 p. (in Russian)
- Znamensky S.E., Znamenskaya N.M. (2009) The role of shear duplexes in regional structural control of the Late Paleozoic gold mineralization in the Magnitogorsk Megazone (South Urals). *Litosfera (Lithosphere Russia)*, 4, 83–92. (in Russian)

Информация об авторах

Самигуллин Айдар Альфридович – аспирант, младший научный сотрудник, Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия; samigullinaidar85@gmail.com.

Рахимов Ильдар Рашитович – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия; rigel92@mail.ru.

Information about the authors

Aidar A. Samigullin– Post-Graduate Student, Junior Researcher, Institute of Geology UFRS RAS, Ufa, Russia; samigullinaidar85@gmail.com.

Ildar R. Rakhimov – Cand. Sci. (Geol.-Mineral.), Senior Researcher, Institute of Geology UFRS RAS, Ufa, Russia; rigel92@mail.ru.