



Происхождение и эволюция интрузивных пород зоны Главного Уральского разлома по данным петрогеохимии и термодинамического моделирования (Балбукский ареал, Южный Урал)

А. А. Самигуллин

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия
samigullinaidar85@gmail.com

Объектом исследования являются интрузивные породы западного берега Миасского пруда в зоне Главного Уральского разлома, впервые охарактеризованы их петрогеохимические особенности. Установлено, что диориты, диорит-порфириты, монцодиориты и монзонит-порфиры являются продуктами единого расплава. Для петролого-геохимической характеристики применялись следующие методы: рентгенофлуоресцентный анализ (РФА), масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS), численное моделирование в программном пакете Rhyolite-Melts. Исследуемые породы образовались при плавлении метасоматизированной литосферной мантии; основным дальнейшим петрогенетическим процессом является фракционирование амфибола. Выявлено, что интрузивные образования Балбукского ареала, развитые в пределах Миасского городского округа, сформировались 350–335 млн лет назад и являются проявлениями монзонитоидного магматизма, имевшего место на территории Магнитогорской мегазоны Южного Урала в визейское время, но генетически не связаны с габбро-монзонит-гранитным балбукским комплексом. Предполагается, что исследованные интрузивные тела образовались в связи с коллизией Восточно-Европейского континента и Казахстанского микроконтинента.

Ключевые слова: Балбукский ареал, монцодиориты, монзонит-порфиры, петрогеохимия, термодинамическое моделирование, карбон

Origin and evolution of intrusive rocks of the Main Ural Fault based on petrogeochemistry and thermodynamic modelling (Balbuk areal, Southern Urals)

A. A. Samigullin

Institute of Geology UFRC RAS, Ufa, Russia

The study focuses on intrusive rocks of the Main Ural Fault zone. This article provides a novel description of their petrogeochemical features. It has been established that diorites, diorite-porphyrates, monzodiorites, and monzonite-porphyry are products of a single melt. The following methods are used for petrological and geochemical characterization: X-ray fluorescence analysis (XRF), inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS), and numerical modeling using the Rhyolite-Melts software package. The studied rocks were formed by melting of metasomatized lithospheric mantle, with amphibole fractionation being the primary subsequent petrogenetic process. Our studies have established that the intrusive formations of the Balbuk area, developed within the Miass urban district, formed 350–335 million years ago and represent monzonitoid magmatism in the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals during the Visean period. However, they are not genetically related to the gabbro-monzonite-granite Balbuk complex. We assume that the studied intrusive bodies were formed during the collision of the Eastern European continent and the Kazakhstan microcontinent.

Keywords: Balbuk areal, monzodiorites, monzonite-porphyry, petrogeochemistry, thermodynamic modelling, Carboniferous

Введение

Магнитогорская мегазона (ММЗ) является хорошо сохранившимся реликтом Магнитогорской энсиматической островной дуги, активно развивавшейся в девонское время и включающей в себя разнообразные по составу и металлогеническому потенциалу магматические образования как субдукционной, так и постсубдукционной стадии (Салихов, Митрофанов, 1994; Салихов и др., 2019; Ферштатер, 2013). Мегазона простирается с севера на юг примерно на 400 км и находится в центральной части Южного Урала между

двумя сутурными зонами — зоной Главного Уральского разлома (ГУР) на западе и Уйско-Новооренбургской шовной зоной на востоке (рис. 1). Мегазона обладает высоким потенциалом на колчеданное, золотое и железное оруденение (Косарев, 2014).

Зона Главного Уральского разлома (Вознесенско-Присакмарская зона) является самой западной частью Магнитогорской мегазоны и палеокеанического сектора Урала. Она простирается на расстояние около 500 км от зоны сочленения Тагильской и Магнитогорской ме-

Для цитирования: Самигуллин А. А. Происхождение и эволюция интрузивных пород зоны Главного Уральского разлома по данным петрогеохимии и термодинамического моделирования (Балбукский ареал, Южный Урал) // Вестник геонаук. 2025. 10 (370). С. 3–19. DOI: 10.19110/geov.2025.10.1

For citation: Samigullin A. A. Origin and evolution of intrusive rocks of the Main Ural Fault based on petrogeochemistry and thermodynamic modelling (Balbuk areal, Southern Urals), 2025, 10 (370), pp. 3–19, DOI: 10.19110/geov.2025.10.1

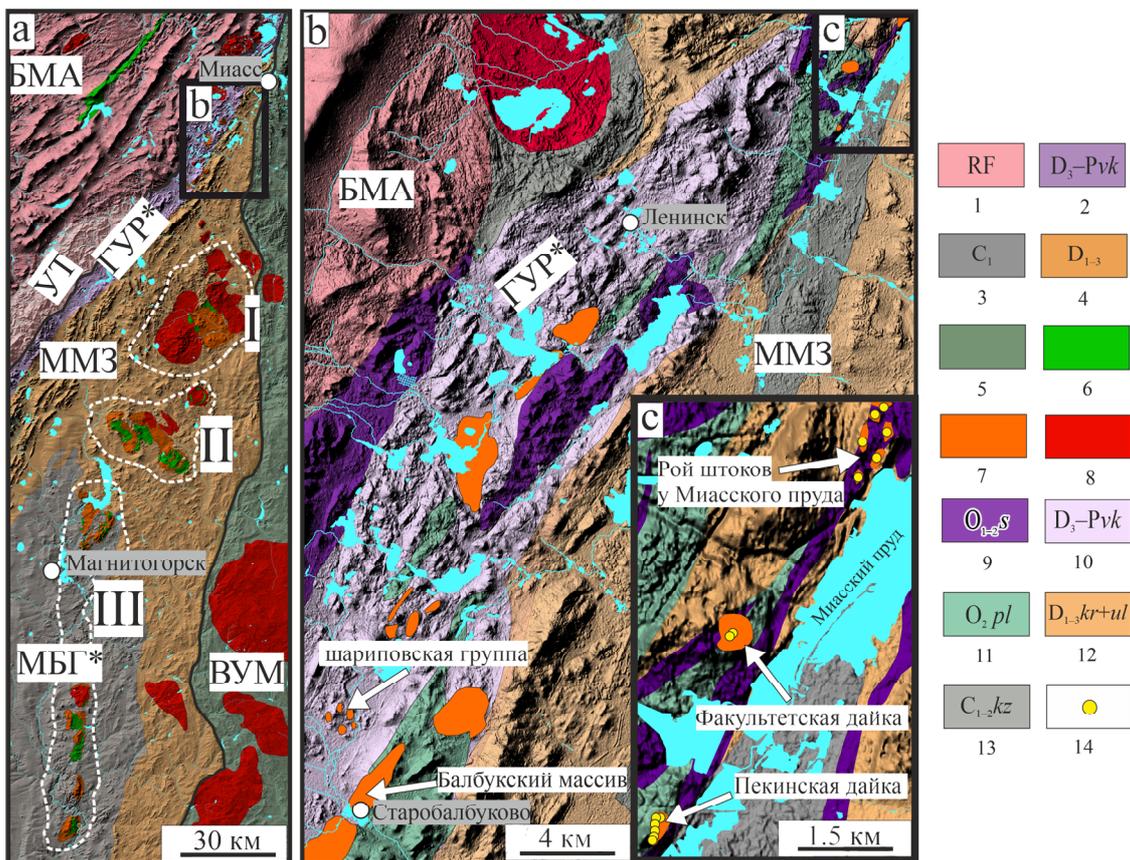


Рис. 1. Обзорная карта геологического строения: **а** — Южного Урала (Fershtater, 2013), **б** — монзонитоидного ареала северного замыкания Магнитогорской мегазоны (Аулов и др., 2015): 1 — рифей, 2 — меланж Главного Уральского разлома, 3 — карбон Магнитогорско-Богдановского грабена, 4 — ниже- и среднедевонские вулканогенно-осадочные толщи, 5 — вмещающие породы Восточно-Уральской мегазоны, 6 — габбро, 7 — монзониты, 8 — гранитоиды; **с** — Миасская группа массивов (Аулов и др., 2015): 9 — сакмарский дунит-гарцбургитовый комплекс, 10 — меланжевый войкаро-кемпирсайский комплекс, 11 — поляковская свита, 12 — карамалыташская и улутауская свита объединённые, 13 — кизильская свита, 14 — точки пробоотбора.

Условные обозначения: БМА — Башкирский мегантиклинорий, УТ — антиклинорий Уралтау, ММЗ — Магнитогорская мегазона, в составе которой ГУР — Главный Уральский разлом (Вознесенско-Присакмарская зона) и МБГ — Магнитогорско-Богдановский грабен, ВУМ — Восточно-Уральская мегазона. Интрузивные ареалы: I — Ахуново-Петропавловский ареал, II — Верхнеуральский ареал, III — Магнитогорская габбро-гранитная серия.

Рельефные карты были построены в программе QGis (v.3.42 Munster), использовались цифровые модели рельефа ALOS World 3D с разрешением 30 метров, с дальнейшей перепроекцией до 20 метров и построением теневого рельефа (hillshade)

Fig. 1. Overview map of the geological structure: **a** — Southern Urals (Fershtater, 2013), **b** — monzonitoid area of the northern closure of the Magnitogorsk megazone (Aulov et al., 2015): 1 — Riphean, 2 — mélange of the Main Uralian Fault, 3 — Carboniferous of the Magnitogorsk-Bogdanov graben, 4 — Lower-Middle Devonian volcanogenic-sedimentary strata, 5 — host rocks of the East Ural megazone, 6 — gabbro, 7 — monzonites, 8 — granitoids; **c** — Miass group of massifs (Aulov et al., 2015): 9 — Sakmara dunit-harzburgite complex, 10 — mélange Voikaro-Kempirsay complex, 11 — Polyakov suite, 12 — combined Karamalytash and Ulutau suites, 13 — Kizil suite, 14 — sampling points.

Legend: БМА — Bashkir megaanticlinorium, УТ — Uraltau anticlinorium, ММЗ — Magnitogorsk megazone, which includes ГУР — Main Ural fault (Voznesensk-Prisakmar zone) and МБГ — Magnitogorsk-Bogdanov graben, ВУМ — East Ural megazone. Intrusive areas: I — Akhunovo-Petropavlovsk area, II — Verkhneuralsk area, III — Magnitogorsk gabbro-granite series.

Relief maps were created in QGis (v.3.42 Munster) using ALOS World 3D digital elevation models with a resolution of 30 meters with subsequent reprojection up to 20 meters and construction of hillshade

газон у г. Карабаш на севере до хр. Мугоджар на юге и имеет мощность от 3 до 20 километров (Косарев, 2015). Зона представлена полифациальным комплексом, имеет сложные геолого-структурные очертания, в ней развиты блоки разнообразных по составу, условиям происхождения и возрасту пород: фрагменты мантийной и коровой частей разреза офиолитов, включая осадочные породы, океанические базальты и туфобазальты, кремни, глубоководные известняки, а также вулкано-

генно-осадочные толщи островодужной стадии. Также в ней развиты габбро-монзонит-гранитные ассоциации пород, объединяемые в самостоятельные краснохитинский комплекс с возрастом 357 ± 8 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) (Рязанцев и др., 2019) и балбукский комплекс с возрастом 354.2 ± 1.4 млн лет (Rb-Sr) (Рахимов и др., 2024, 2025).

Балбукский ареал площадью ~1000 км² расположен на стыке ММЗ и зоны Главного Уральского разлома. Он включает множество относительно мелких

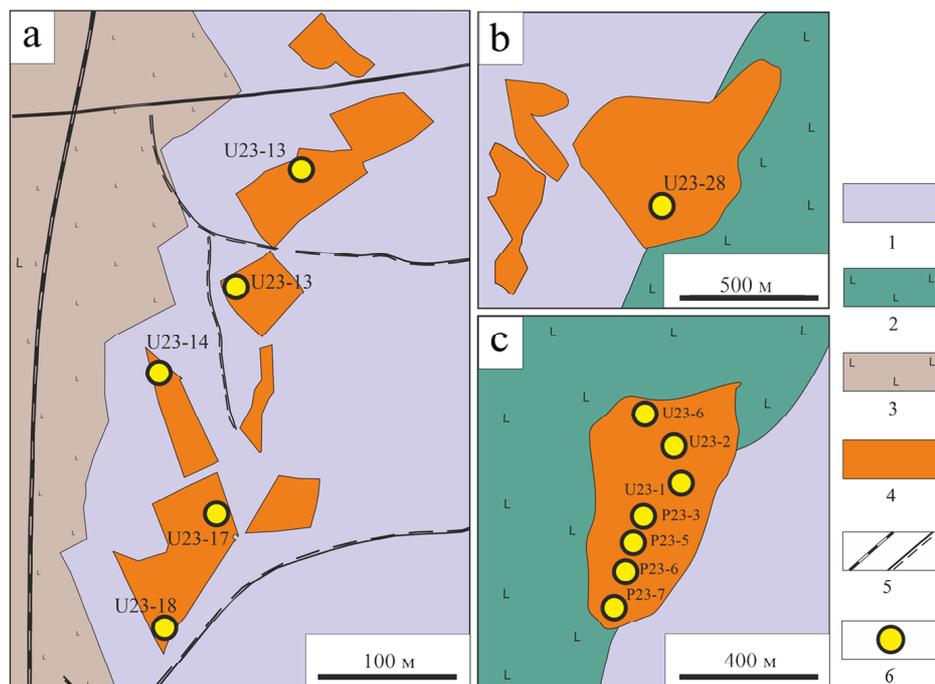


Рис. 2. Детальная карта пробоотбора: **a** — рой штоков у Миасского пруда, **b** — Факультетское тело, **c** — Пекинская дайка; 1 — серпентинизированные гипербазиты Главного Уральского разлома, 2 — вулканиды поляковской свиты, 3 — вулканиды карамалыташской свиты, 4 — интрузивные образования, 5 — железные, автомобильные и прочие дороги, 6 — точки пробоотбора

Fig. 2. Detailed sampling map: **a** — swarm of stocks near the Miass pond, **b** — Fakultetskoe body, **c** — Pekinskaya dike; 1 — serpentinized hyperbasites of the Main Ural Fault, 2 — volcanics of the Polyakov suite, 3 — volcanics of the Karamalytash suite, 4 — intrusive formations, 5 — railways, highways and other roads, 6 — sampling points

интрузий трахиандезибазальтового, габбрового, монцонитового, сиенитового и риолитового состава, сформировавшихся в несколько дискретных этапов (Рахимов и др., 2025). Ранее всё многообразие интрузий по морфологии и петрографии сводилось к единому многофазному балбукскому комплексу (Салихов и др., 2019). Однако результаты наших последних исследований показали, что объединение монцонитов и риолитов в единый балбукский комплекс неважно, поскольку они имеют большие различия по геохимии и Rb-Sr изотопному возрасту (Рахимов и др., 2019). В результате балбукский комплекс представлен лишь монцонитами Балбукского массива (петротип) и, вероятно, субвулканидами шариповской группы, которая включает в себя более десятка мелких тел, локализованных к северо-востоку от с. Шарипово в серпентинитовом меланже войкаро-кемпирсайского комплекса.

Интрузивы магнитогорской габбро-гранитной серии расположены в центральной части Магнитогорской мегазоны в пределах Магнитогорско-Богдановского грабена (рис. 1) и залегают с резкими контактами в комагматичных вулканидах визейского возраста (Ферштатер, 2013). Возраст пород серии от 340 до 330 млн лет (U-Pb, Sm-Nd) при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7031) и ϵ_{Nd} (+5.8) (Ронкин и др., 2006; Ферштатер, 2013). Монцониты Балбукского ареала отождествляются с московским комплексом из состава магнитогорской габбро-гранитной серии и считаются его формационным аналогом (Аулов и др., 2015).

Исследуемые образования, представленные диорит-порфирами, диоритами, монцодиоритами и монцонит-порфирами, расположены в северной части зоны ГУР и иногда отождествляются с балбукским комплексом (Макагонов и др., 2013), однако на настоящий момент нет однозначной трактовки отнесения тел к тому или иному комплексу. Наиболее крупные тела (с юга на север): Пекинская дайка, Факультетская дайка, рой штоков у Миасского пруда. Пекинская дайка сложена диоритами и монцодиоритами, Факультетская дайка — монцонит-порфирами, а рой штоков у Миасского пруда — диоритами с подчинённым количеством

диорит-порфиритов (рис. 2). Тела имеют тектонические контакты с вмещающими породами, входящими в состав разнородных и разновозрастных блоков, — серпентинитовым меланжем, базальтами поляковской свиты, вулканогенно-осадочными образованиями девона. Некоторые контакты сопровождаются зонами нефритизации (Макагонов и др., 2013).

Актуальность и новизна исследования состоит в том, что на данный момент, несмотря на имеющиеся данные о минеральном составе и изотопии пород, слагающих рассматриваемые интрузии (Архиреев и др., 2012; Макагонов и др., 2013), отсутствуют петрогеохимические исследования по этим интрузивным телам, данная статья призвана восполнить этот пробел. Цель работы — выявить закономерность отнесения диоритов, диорит-порфиритов, монцодиоритов и монцонит-порфиритов, расположенных на западном берегу Миасского пруда, к балбукскому комплексу и представить петрогенетическую модель их формирования.

Методика исследований

Полевые геологические исследования с отбором штучных проб (рис. 1, 2) проведены нами в 2023 г. Отобрано 14 образцов с целью определения в породах содержания петрогенных элементов и элементов-примесей. Из образцов были изготовлены шлифы, которые исследованы методами оптической микроскопии на микроскопе Zeiss Axioskop 40.

Химический состав пород определён методами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). 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 аттестованные государственные образцы магматических пород. Определение микроэлементного состава выполнено на масс-спектрометре с индуктивно

связанной плазмой Agilent 7500cx, Agilent Technologies (США) в ТРЦКП (Томск).

В настоящей работе применена программа Rhyolite-MELTS v.1.2.0, которая оптимизирована для пород среднего состава. Численные модели кристаллизации минералов из расплава базируются на алгоритмах (Ghiorso and Sack, 1995; Asimow and Ghiorso, 1998), которые позволяют рассчитать последовательность кристаллизации минеральных фаз из расплава заданного состава и оценить эволюцию остаточного расплава в условиях равновесной или фракционной кристаллизации.

Результаты

Краткая петрографическая характеристика пород

Магматические породы изучаемых интрузивных тел условно подразделяются на два пространственно родственных типа: 1) диориты и диорит-порфириты; 2) монцодиориты и монцонит-порфиры.

Диориты имеют массивную текстуру и порфировидную структуру (рис. 3, а, б). Порфировидные выделения представлены лейстами и табличками плагиоклаза размером от 0.5×0.1 до 1×1 мм, а также зернами амфибола размерами до 0.2 мм. Основная масса сложена зернами плагиоклаза, амфибола, эпидота размером от 0.02 до 0.1 мм. Породы подверглись вторичным преобразованиям, в них широко проявлена серицитизация и эпидотизация. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и магнетитом.

Диорит-порфириты характеризуются массивной текстурой и порфировой структурой, порфиновые вкра-

пленники размером от 0.5 до 1.5 мм представлены клинопироксеном, плагиоклазом и амфиболом (рис. 3, с, d). Тонкокристаллическая основная масса сложена зернами клинопироксена, плагиоклаза, амфибола и эпидота размером до 0.1 мм. Акцессорные минералы — титанит и апатит.

Монцодиориты обладают массивной текстурой и неравномерно-зернистой структурой (рис. 3, е, f), размер зерен минералов основной массы — около 0.5 мм, а величина более крупных вкрапленников, представленных плагиоклазом, от 0.8×0.5 мм до 2.2×1.8 мм. Темноцветные минералы претерпели полную хлоритизацию. В небольших количествах присутствует биотит в виде листочков размером до 0.2 мм. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, титанитом.

Для монцонит-порфиров типична массивная текстура и порфировая структура. Порфиновые вкрапленники представлены субизометричными зёрнами плагиоклаза размером от 1.5×1 до 2.5×1.5 мм, полностью замещённого серицитом, эпидотом и альбитом; частично пелитизированным калиевым полевым шпатом размером от 0.7×0.5 до 1.3×1 мм; а также призматическими выделениями амфибола размером от 1×0.2 до 1.5×0.5 мм (рис. 3, g, h). Основная масса сложена плагиоклазом (альбитом), амфиболом, эпидотом и калиевым полевым шпатом, размер минералов основной массы от 0.01 до 0.1 мм. Акцессорные минералы представлены большим количеством призматических зерен апатита размером до 0.2 мм, цирконом, ильменитом и магнетитом.

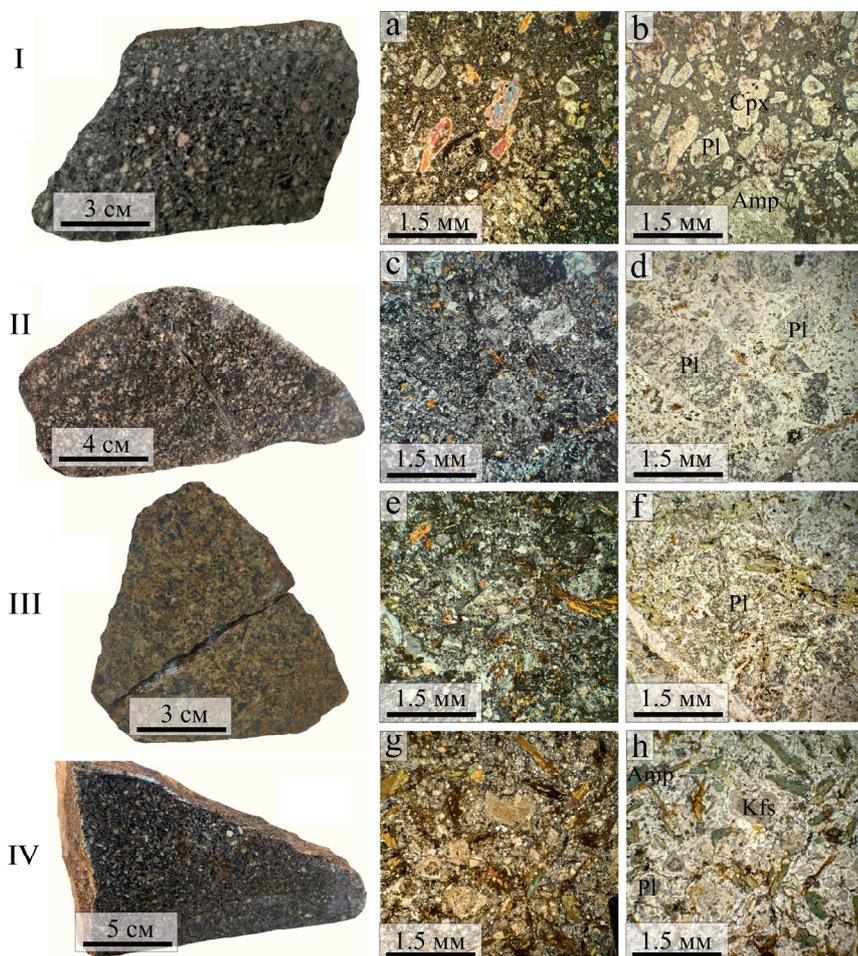


Рис. 3. Петрографические особенности интрузивных пород Миасского округа: I (a, b) — диорит-порфирит, II (c, d) — диорит, III (e, f) — монцодиорит, IV (g, h) — монцонит-порфир. Изображения получены на поляризационном микроскопе с введенным анализатором (a, c, e, g) и без анализатора (b, d, f, h). Условные обозначения: Pl — плагиоклаз, Amp — амфибол, Cpx — клинопироксен, Kfs — калиевый полевой шпат

Fig. 3. Petrographic features of intrusive and subvolcanic rocks of the Miass District: I (a, b) — diorite-porphyr, II (c, d) — diorite, III (e, f) — monzodiorite, IV (g, h) — monzonite-porphyr. Images were obtained with a polarizing microscope with analyzer (a, c, e, g) and without analyzer (b, d, f, h). Legend: Pl — plagioclase, Amp — amphibole, Cpx — clinopyroxene, Kfs — alkali feldspar



Петрохимическая характеристика пород

Диориты и диорит-порфиры содержат 54.74–58.90 мас. % кремнезёма, умеренное количество TiO_2 (0.40–0.52 мас. %) и глинозёма (15.05–17.07 мас. %) (табл. 1). Сумма щелочей варьирует от 3.61 до 5.63 мас. %. Породы относятся к низкокалевой серии (рис. 4, b) и характеризуются натриевым типом щелочности: K_2O/Na_2O — около 0.02, за исключением одного образца (U23-17), где величина этого отношения 0.27. Магнезиальное число 0.49–0.57.

Фигуративные точки состава монцодиоритов на TAS-диаграмме расположены в поле монцонитов и диоритов (рис. 4, a). Несмотря на попадание в область монцонитов, правомерно употреблять в отношении этих пород термин «монцодиориты», поскольку для отнесения к монцонитам необходимо содержание $K_2O > 2.6$ мас. %. Породы содержат от 57.42 до 61.03 мас. % кремнезёма и характеризуются умеренными концентрациями TiO_2 — 0.42–0.54 мас. % (табл. 2). Сумма щелочей в них равна 5.86–7.97 мас. %. Породы относятся к умеренно калиевой серии (рис. 4, b) и характеризуются натриевым и калиево-натриевым типами щелочности: K_2O/Na_2O в среднем составляет в них около 0.3.

Монцонит-порфиры (обр. U23-28) Факультетской дайки содержат $K_2O > 2.6$ мас. % (табл. 2). По величине K_2O/Na_2O , равной 0.72, их тип щелочности определяется как калиево-натриевый. Породы обладают умеренной магнезиальностью ($Mg\#_m = Mg/(Mg + Fe^{2+})$ — 0.40). Монцодиориты и монцонит-порфиры частично перекрываются с составами петротипа балбукского комплекса (Балбукский массив) и с шариповской группой (рис. 4).

Несмотря на некоторые петрохимические различия, фигуративные точки состава диоритов, диорит-порфиров, монцодиоритов и монцонит-порфиров образуют единые петрохимические тренды (рис. 4, с–е). На диаграмме Шенда обе группы попадают в область металюминиевых пород и согласуются с составами монцонитов Балбукского массива и субвулканитов шариповской группы (рис. 4, f). По соотношению AFM ($Na_2O + K_2O - FeOt - MgO$) обе группы пород расположены в области состава пород известково-щелочных серий. Часто для оценки серийной принадлежности пользуются соотношениями высокозарядных элементов, поскольку они менее подвижны при вторичных процессах (Winchester, Floyd, 1986; Pearce, 2014). В данном случае обе группы пород имеют отношение $Zr/Y > 4.5$ и расположены в области известково-щелочных пород (MacLean, Barrett, 1993).

На диаграммах « SiO_2 — несовместимые элементы» фигуративные точки состава диорит-порфиров, диоритов, монцодиоритов и монцонит-порфиров образуют единые тренды (рис. 5).

Геохимическая характеристика пород

Тренды распределения содержаний элементов-примесей на мультиспайдер-диаграммах демонстрируют обогащение монцодиоритов и монцодиорит-порфиров крупноионными литофильными элементами (LILE) — Rb, Ba, Th, U (кроме Cs) — и положительные аномалии свинца и стронция. Присут-

Таблица 1. Химический состав диоритов и диорит-порфиров (мас. % и ppm)

Table 1. Chemical composition of diorites and diorite-porphyrines (wt.% and ppm)

	U23-12	U23-13	U23-14	U23-17	U23-18
SiO_2	56.94	55.42	58.90	54.74	54.35
TiO_2	0.49	0.42	0.45	0.52	0.40
Al_2O_3	17.07	15.90	16.65	17.03	15.05
Fe_2O_3	7.68	5.94	6.90	8.33	5.62
MnO	0.18	0.14	0.17	0.20	0.14
MgO	4.00	3.99	3.79	4.12	3.61
CaO	5.72	9.25	4.20	6.60	13.38
Na_2O	4.10	4.32	5.58	3.42	3.60
K_2O	0.13	0.01	0.04	0.93	0.01
P_2O_5	0.15	0.10	0.17	0.16	0.13
$S_{общ}$	0.01	0.11	0.11	0.08	0.01
ппп / LOI	2.68	3.76	2.56	3.51	2.91
сумма / total	99.16	99.37	99.53	99.62	99.22
$Na_2O + K_2O$	4.23	4.33	5.63	4.34	3.61
K_2O/Na_2O	0.03	0.00	0.01	0.27	0.00
Co	78	59	374	56	42
Cr	54	47	67	56	39
Sc	15	23	—	—	—
Nb	5	6	6	5	6
Zr	98	57	93	109	124
Y	16	12	18	19	14
Sr	519	31	414	676	779
Rb	18	17	16	18	16
Zn	76	65	74	83	67
Cu	82	91	38	399	51
V	10	11	25	22	13
Ba	250	138	237	242	180

ствуют отрицательные аномалии высокозарядных элементов (HFSE) — Nb, Ta, Ti (рис. 6, a). Такой тип графика характерен для магматических пород, сформированных в надсубдукционных обстановках (Скляр и др., 2001). В целом форма спектров согласуется с формой графиков распределения содержаний элементов-примесей, характерных для монцонитов Балбукского массива и субвулканитов шариповской группы.

Для монцодиоритов и монцодиорит-порфиров типичны невысокие суммарные содержания редких земель — 67–95 ppm. Форма спектра распределения редких земель наклонная, переходящая в U-образную, соотношения индикаторных элементов: $La_n/Yb_n = 3.48$ –4.14; $La_n/Gd_n = 3.87$ –10.12; $Gd_n/Yb_n = 0.86$ –1.53. На графиках аномалии Eu не выражены, Eu/Eu^* составляет 1–1.01 (рис. 6, b), что свидетельствует об окисленном состоянии расплава или его флюидонасыщенности (Richards et al., 2012). Спектр имеет более пологий вид сравнительно с графиками петротипа и шариповской группы и более низкое соотношение La_n/Yb_n , что указывает на относительно более низкую степень фракционирования. U-образный график характерен для субстрата, богатого амфиболом.

Таблица 2. Химический состав монцодиоритов и монзонит-порфиринов (мас. % и ppm)
Table 2. Chemical composition of monzodiorites and monzonite-porphyrity (wt. % and ppm)

	P23-3	P23-5	P23-6	P23-7	U23-1	U23-2	U23-6	U23-7	U23-28
SiO ₂	57.42	58.78	58.08	57.91	60.05	61.03	61.01	58.98	60.44
TiO ₂	0.54	0.47	0.53	0.53	0.53	0.49	0.47	0.54	0.42
Al ₂ O ₃	18.64	17.67	18.63	17.33	17.43	16.00	14.73	16.01	16.39
Fe ₂ O ₃	6.51	6.17	6.43	6.97	6.24	6.63	6.31	6.28	6.65
MnO	0.22	0.22	0.28	0.24	0.22	0.23	0.21	0.20	0.17
MgO	2.64	2.16	2.34	2.47	2.19	2.43	2.25	2.27	3.01
CaO	4.19	5.84	5.75	5.45	4.93	4.83	5.93	6.82	4.37
Na ₂ O	6.35	5.34	4.86	5.28	5.56	4.39	5.24	4.89	3.72
K ₂ O	1.62	2.10	1.62	1.54	1.54	1.48	1.55	1.71	2.68
P ₂ O ₅	0.25	0.22	0.24	0.26	0.23	0.21	0.17	0.18	0.32
S _{общ}	0.07	0.01	0.08	0.01	0.01	0.01	0.11	0.01	0.08
ппп / LOI	2.08	1.24	1.73	2.07	1.71	2.28	1.35	1.44	1.77
сумма / total	100.53	100.21	100.58	100.08	100.63	100.00	99.34	99.32	100.00
Na ₂ O + K ₂ O	7.97	7.44	6.48	6.82	7.10	5.86	6.79	6.60	6.39
K ₂ O/Na ₂ O	0.26	0.39	0.33	0.29	0.28	0.34	0.29	0.35	0.72
Co	40	174	600	121	207	21	18	17	13
Cr	28	37	44	61	41	25	40	23	38
Sc	11	15	5	5	13	12	16	18	12
Nb	9	5	7	6	6	7	5	7	8
Zr	92	106	119	108	118	99	109	106	170
Y	20	24	22	19	22	20	23	21	17
Sr	478	634	748	624	698	551	639	588	1357
Rb	20	29	23	17	20	21	18	15	52
Zn	79	77	80	81	80	88	80	67	74
Cu	13	32		21	19	—	—	73	88
V	28	29	23	35	15	35	30	31	54
Ba	697	871	816	652	787	1094	956	1036	697

Обсуждение результатов

Типизация субщелочных пород

Предшественниками монзонитов балбукского комплекса определялись как гранитоиды А-типа ввиду высокого содержания некогерентных элементов и высокого суммарного содержания РЗЭ (120–230 ppm). Монцодиориты Миасского округа обладают относительно низкими содержаниями высокозарядных (Nb, Y, Zr, Ga) (рис. 7, а, б) и редкоземельных элементов, не отвечающими составу гранитоидов А-типа. На диаграммах (Misra, Sarkar, 1991) они целиком расположены в поле гранитоидов М-типа (рис. 7, с, d). Гранитоиды М-типа характеризуются низким отношением K₂O/Na₂O и отсутствием калиевого полевого шпата в породах, их происхождение связывают либо с дифференциацией базитовых по составу магм, либо с частичным плавлением метасоматизированной (флогопитовой) мантии в зонах субдукции (Скляров и др., 2001).

Происхождение и эволюция исследуемых образований

На рис. 8 приведены результаты численного моделирования в программном пакете Rhyolite-Melts. Синяя линия представляет собой эволюционный тренд остаточного расплава диорит-порфиринов (U23-17). Этот

образец был выбран, поскольку является наименее изменённым из представленных образцов. Жёлтая линия — эволюция среднего по составу монцодиорита. Моделирование проводилось при следующих условиях: фракционная кристаллизация при изобарическом давлении 1 кБар и в условиях кислородного буфера QFM; давление было выбрано в связи с предполагаемой глубиной кристаллизации, а кислородный буфер QFM является стандартным для магматических интрузивных пород.

На (рис. 8, а—d) численные кривые диорит-порфиринов и среднего монцодиорита соприкасаются при единых термобарических условиях (около 1015–1025 °С) и затем практически неотрывно друг от друга продолжают свою эволюцию, имея одинаковый характер. Некоторые отклонения состава расплавов до первых мас. % предположительно могут являться результатом их дифференциации.

Таким образом, результаты численного моделирования подтверждают единство происхождения диорит-порфиринов и монцодиоритов. Диорит-порфиринов являются продуктом более ранней генерации магмы, расплав в дальнейшем эволюционировал до субщелочного.

В настоящее время общепризнано, что происхождение монзонитоидов связывается с частичным плавлением

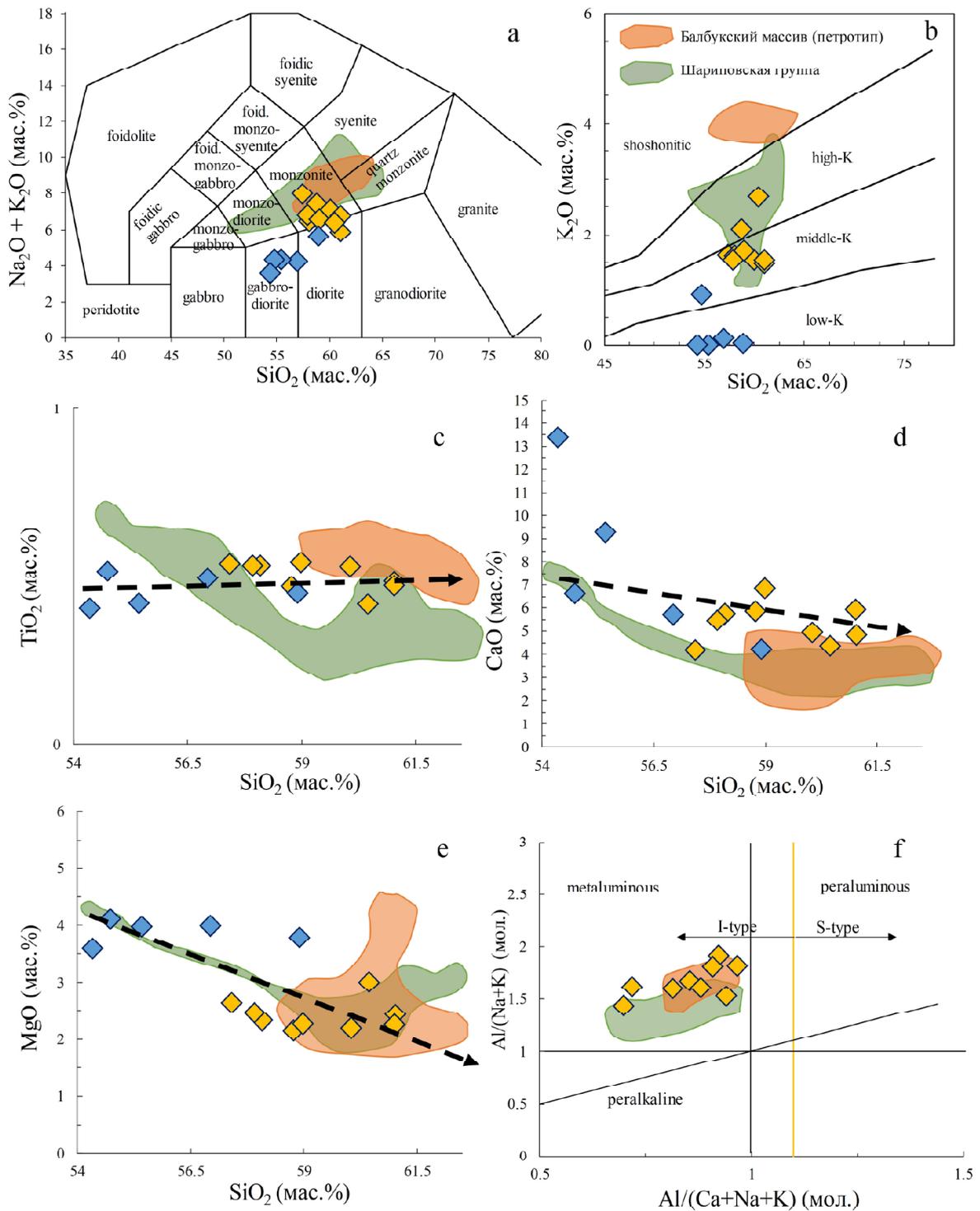


Рис. 4. Петрохимические особенности интрузивных пород Миасского округа: а – TAS-диаграмма (по Middlemost, 1985), б – $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ (по Peccerillo, Taylor, 1976); с–е – бинарные диаграммы; ф – A/CNK-A/NK (по Maniar, Piccoli, 1989). Синие точки – диориты и диорит-порфиры, жёлтые точки – монцодиориты и монзонит-порфиры

Fig. 4. Petrochemical features of intrusive rocks of the Miass district: а – $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ (after Peccerillo, Taylor, 1976); с–е – binary diagrams; ф – A/CNK-A/NK (after Maniar, Piccoli, 1989). Blue dots – diorites and diorite-porphyrates, yellow dots – monzodiorite and monzonite-porphyrates

лением метасоматизированной литосферной мантии (флогпитовых перидотитов) (Conceicao, Green, 2004; Carvalho et al., 2014; Gahlan et al., 2016; Носова и др., 2019) или с гибридными расплавами, полученными при взаимодействии коровых и мантийных расплавов (Jung et al., 2005; Peng et al., 2008; Lopez de Luchi et al., 2017).

Изотопные метки ϵ_{Nd} (+6.3) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.703987) (Макагонов, 2013; Архиреев, 2012), характерные для рассматриваемых монцодиоритов и монзонит-порфиром, а также геохимические признаки (высокие содержания в этих породах Sr, Ba, Nb, Zr, Y, FeOт и Mg) (рис. 9, а, б) указывают на мантийный источник вещества (Laurent et al., 2014), за счёт частичного плавления

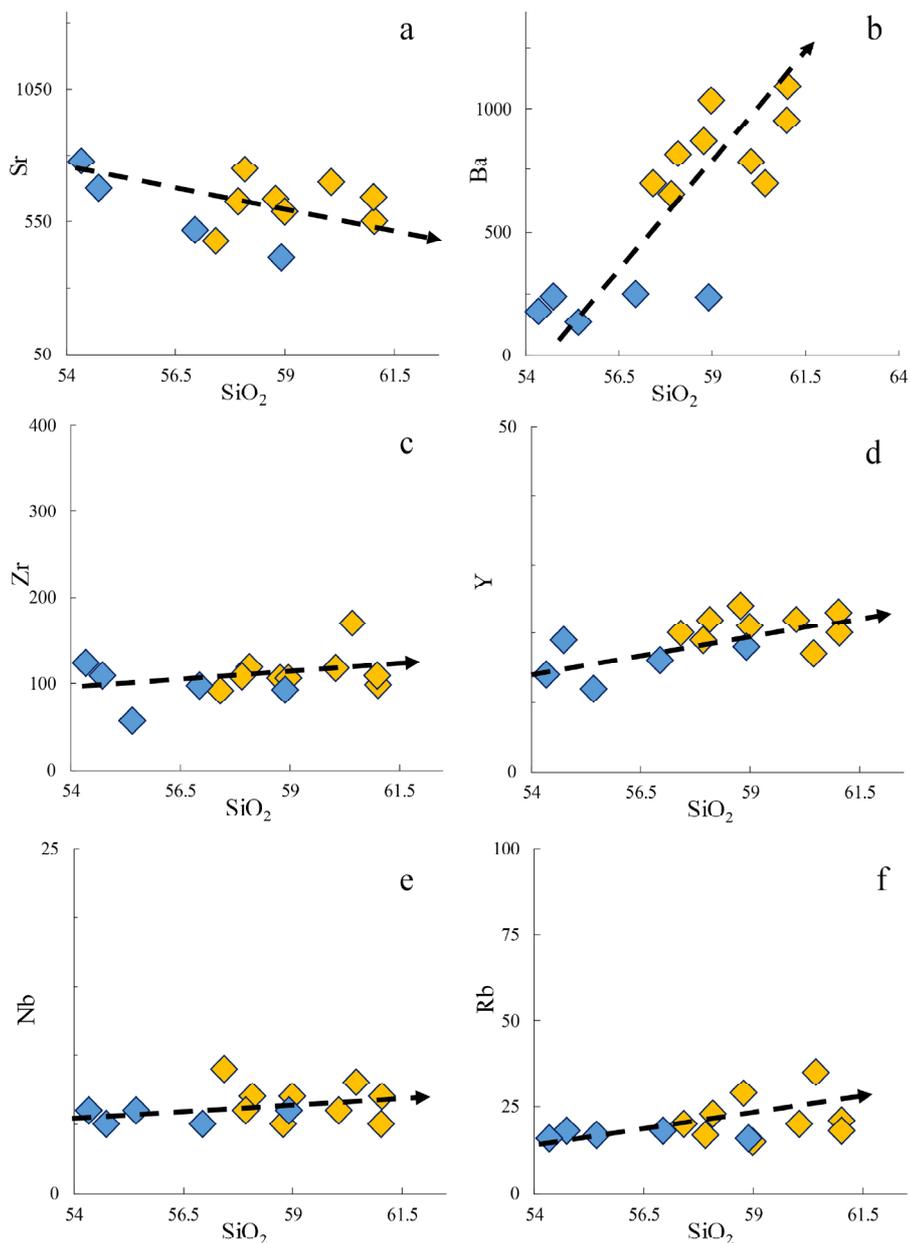


Рис. 5. Бинарные диаграммы SiO₂ – микроэлементы
Fig. 5. SiO₂ vs trace elements binary diagrams

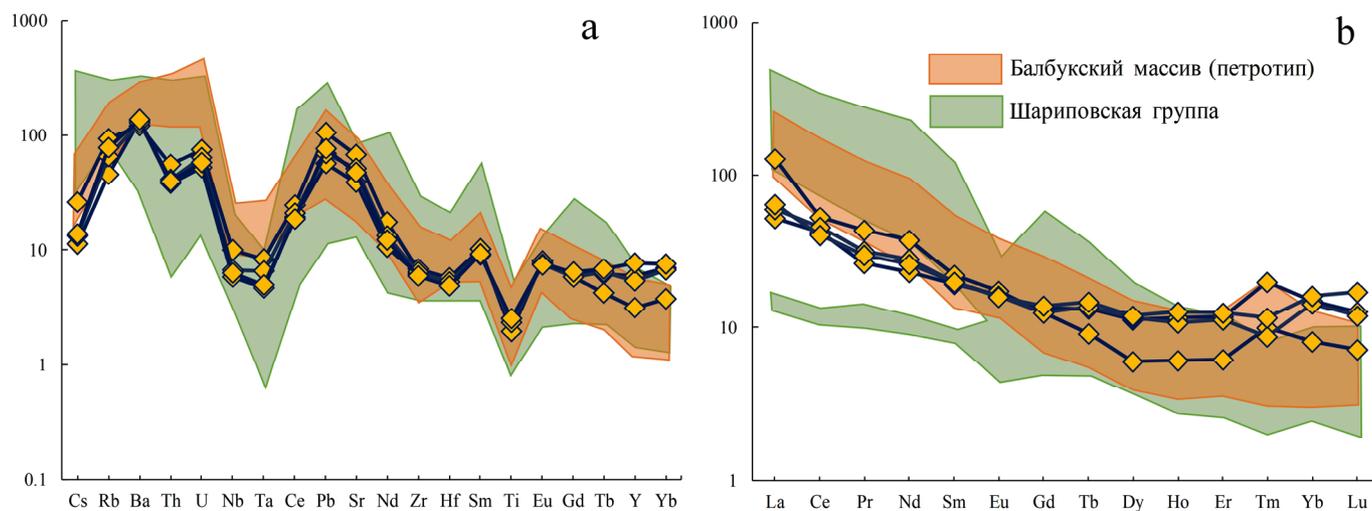


Рис. 6. Мультиэлементные спайдер-диаграммы для монцодиоритов и монзонит-порфиров (а) и спектры распределения РЗЭ (б). Содержания элементов нормированы к составу примитивной мантии (Lyubetskaya, Korenaga, 2007) (а) и хондрита C1 (Lodders, Fegley, 1998) (б)

Fig. 6. Multielement spider-diagram for monzodiorites and monzonite-porphyrries (a) and REE spectra (b). Contents of the elements are normalized to primitive mantle (Lyubetskaya, Korenaga, 2007) (a) and to chondrite C1 (Lodders, Fegley, 1998) (b)



Таблица 3. Содержание микроэлементов в монцодиоритах и монцонит-порфирах (ppm)
Table 3. Content of microelements in onzodiorites and monzonite-porphyry (ppm)

	P23-3	P23-5	P23-6	U23-28
Li	5.3	4.1	5.1	9.6
Be	0.75	0.6	0.69	1.11
Sc	12	10	9.8	27
Ti	2200	2400	2380	1850
V	80	90	72	162
Cr	30	40	35	12.3
Mn	1490	1515	1501	1135
Co	7.9	7.4	7.6	11.9
Ni	19	17.5	18.1	19
Cu	22	13	10.7	55
Zn	71	60	63	81
Ga	11.4	10.8	11.3	11.1
Rb	30	36	21	43
Sr	815	756	615	1062
Y	18	26	20	10.5
Zr	54	50	52	58
Nb	3.1	2.9	2.7	4.6
Mo	0.2	0.29	0.22	0.14
Cs	0.21	0.22	0.18	0.42
Ba	660	690	675	617
La	14	15	12.3	30
Ce	28	25	26	33
Pr	3	2.8	2.5	4.1
Nd	13	12	10.6	17.2
Sm	3	3	2.9	3.3
Eu	0.92	0.91	0.94	0.99
Gd	2.5	2.8	2.7	2.5
Tb	0.51	0.55	0.49	0.34
Dy	2.9	3	2.8	1.5
Ho	0.6	0.71	0.65	0.34
Er	1.8	2.01	1.9	0.99
Tm	0.22	0.29	0.5	0.25
Yb	2.3	2.6	2.4	1.3
Lu	0.3	0.43	0.32	0.18
Hf	1.2	1.1	1.3	1.3
Ta	0.2	0.15	0.14	0.25
Tl	0.12	0.17	0.15	0.22
Pb	10	11	8.2	15.3
Th	2.6	2.5	2.4	3.5
U	1.1	1	0.9	1.3
La _n /Yb _n	3.49	15.71	4.14	3.93
La _n /Gd _n	3.88	10.21	4.77	4.56
Gd _n /Yb _n	0.90	1.54	0.87	0.86
Sm/Yb	1.21	2.54	1.30	1.15
La/Nb	4.56	6.52	4.52	5.17
Th/Yb	1.00	2.69	1.13	0.96

ния (рис. 9, с) которого произошёл расплав. Низкие величины $Sm/Yb < 2.65$ и $Gd_n/Yb_n (0.86-1.53)$ указывают на отсутствие граната в источнике магм (Coban, 2007). Высокое отношение $La/Nb > 2$ (рис. 9, d) характерно для литосферного источника (Kempton et al., 1991; De Paolo, Daley, 2000; Putirka, Busby, 2007). Вероятнее всего, источником расплава, из которого кристаллизовались рассматриваемые породы, являются шпинелевые перидотиты литосферной мантии.

Диаграммы $Ba-Nb/Y$ и $Ba/Nb-Nb$ (рис. 9, e, f) свидетельствуют о насыщенности расплава субдукционным флюидом. Отсутствие дефицита европия ($Eu/Eu^* = 1-1.01$) и обилие роговой обманки в породах также свидетельствуют о флюидонасыщенности расплава (Richards et al., 2012, Рахимов, Вишневецкий, 2023).

Судя по величинам Ta/Yb в исследованных породах, расплав предположительно образовался из субстрата, близкого по составу к примитивной мантии, а повышенные значения Th/Yb отражают вклад субдукционного компонента в его формирование (рис. 10, a). По соотношению Nb/Y миасские монцонитоиды сопоставимы с габбро, монцонитами и гранитоидами магнитогорской габбро-гранитной серии (рис. 10, b), для которых также характерны мантийные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и ϵ_{Nd} (Ферштатер, 2013). Мы предполагаем, что основным петрогенетическим процессом при кристаллизации изученных нами пород, как и в случае формирования пород магнитогорской серии, является фракционирование амфибола (рис. 10, c). На рис. 10, с тренды дифференциации минералов рассчитаны по формуле: $C_i = F(Kd-1) \cdot C_0$, где C_i — искомая концентрация элемента в расплаве, C_0 — исходная концентрация элемента в расплаве, F — степень фракционирования, Kd — коэффициент распределения, взятый для средних расплавов из работ (Philpotts, Schnetzler, 1970; Matsui и др., 1977; Vascon, Druitt, 1988), исходные значения вычислены для наиболее примитивных пород с наименьшим содержанием Sr и кремнезёма.

Связь исследуемых пород с балбукским комплексом и другими центрами монцонитового магматизма

Монцонит-порфиры и монцодиориты Факультетской дайки сформировались 339 ± 24 млн лет (Sm-Nd), 353 ± 7.7 млн лет назад (Rb-Sr) (Макагонов и др., 2013). Магматиты Пекинской дайки были сформированы 339 ± 4.7 млн лет назад (U-Pb) (Архиреев и др., 2012; Макагонов и др., 2013). Близкими датировками в диапазоне 355–330 млн лет обладает магнитогорская габбро-гранитная серия: возраст габбро в них 352 ± 4 млн лет, гранодиоритов — 338 ± 6 млн лет, монцонитов — 339 ± 6 млн лет (U-Pb) (Ферштатер и др., 2007); возраст мосовского комплекса, который слагает массивы Магнитогорского, Верхнеуральского ареалов, а также Петропавловский массив (Ахуново-Петропавловский ареал), составляет 336 ± 17 млн лет (Ронкин и др., 2006). Монцонитоиды балбукского комплекса расположены в зоне Главного Уральского разлома, они были сформированы в схожей геодинамической обстановке и в одно время с исследуемыми образованиями. Шариповская группа интрузий образовалась 354 ± 2.2 млн лет назад (Rb-Sr) (Рахимов и др., 2024, 2025). Возраст Балбукского массива — петротипи-

Таблица 4. Состав диорит-порфирита и монцодиорита, выбранных для моделирования
Table 4. Composition of basaltic andesite porphyrite and monzodiorite selected for modelling

Порода / Rocks	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O
Диорит-порфирит Diorite-porphyrite	54.74	0.52	17.03	8.33	4.12	6.60	3.42	0.93	0.16	3.51
Монцодиорит Monzodiorite	59.30	0.50	16.98	6.46	2.42	5.35	5.07	1.76	0.23	1.74

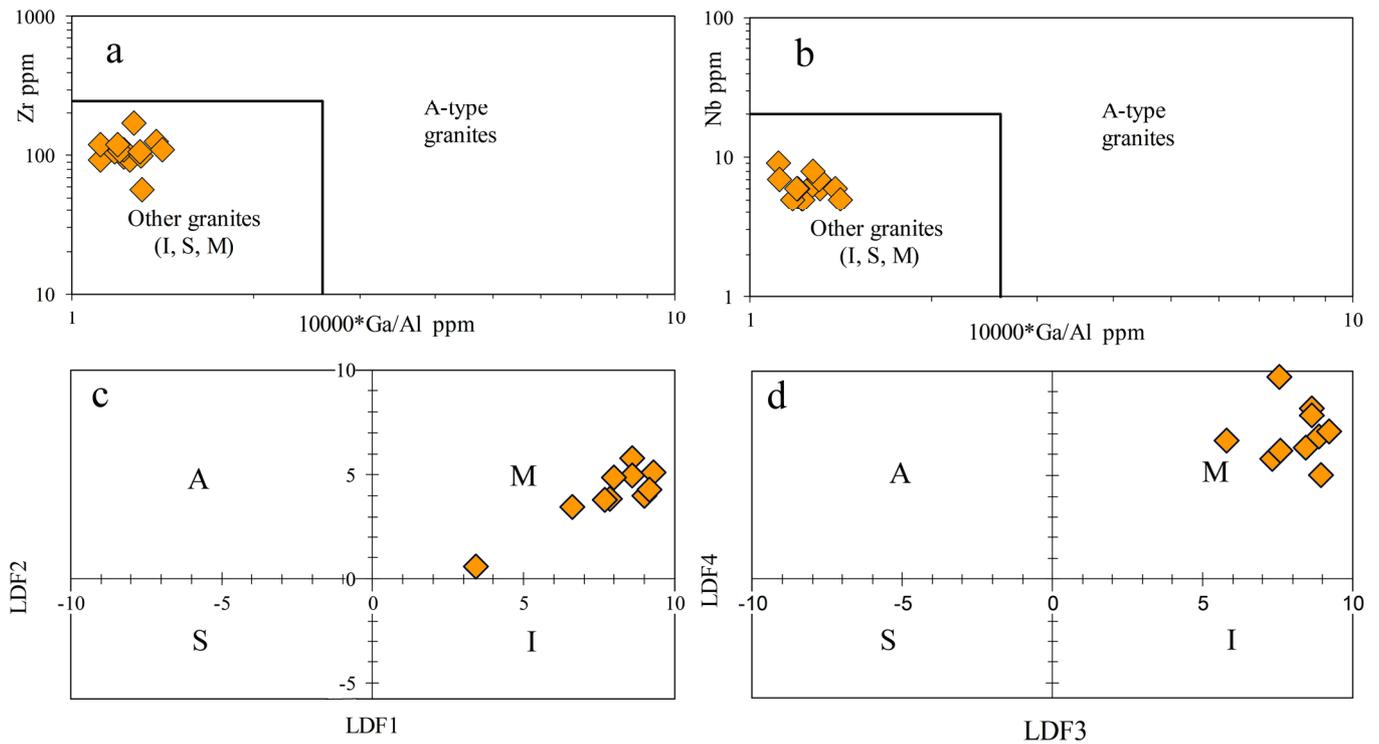


Рис. 7. Типизация монцодиоритов и монзонит-порфиров: а — по Whalen et al., 1987, б — по Misra, Sarkar, 1991
Fig. 7. Typification of monzodiorites and monzonite-porphyrus: a — after Whalant et al., 1987, b — after Misra, Sarkar, 1991

ческого массива балбукского комплекса — 317 ± 32 млн лет (Rb-Sr) (Горожанин, 1998). Временной промежуток 350–330 млн лет знаменует собой проявление широкого спектра монзонитоидного магматизма на всём протяжении Магнитогорской мегазоны, он связан с тектономагматической активизацией региона вследствие коллизии типа «континент — континент» ввиду столкновения Восточно-Европейского континента с Казахстанским микроконтинентом (Салихов и др., 2014).

Численное моделирование эволюции расплавов проводилось при условиях фракционной кристаллизации, изобарическом давлении 1 кБар, кислородном буфере QFM. Исходя из данных, изложенных в разделе «Эволюция и происхождение», принято, что диорит-порфирит (U23-17) является более ранней частью расплава, который в дальнейшем эволюционировал до субщелочных разновидностей и потому в контексте данного раздела условно принят как «исходный расплав». Численные кривые по всем петрогенным оксидам демонстрируют большую разницу в поведении (рис. 11). Наибольшая разница в поведении наблюдается по K₂O,

Fe₂O₃, CaO, MgO. Для формирования таких монзонитов, которые характерны для петротипического массива балбукского комплекса, и для интрузий шариповской группы необходим субстрат с более высоким содержанием калия и пониженными концентрациями железа, кальция и магния, чем у «исходного расплава» миасских монцодиоритов. В разделе «Эволюция и происхождение» показано, что предполагаемым источником расплава, из которого кристаллизовались рассматриваемые породы, слагающие интрузивные тела в пределах Миасского округа, была метасоматизированная надсубдукционная верхняя мантия, тогда как по нашим данным (Рахимов и др., 2025) монзониты балбукского комплекса сформировались в результате частичного плавления метабазитов нижней коры.

Таким образом, изученные монцодиориты Миасского округа сформировались в одну эпоху с каменноугольными монзонитами Магнитогорской мегазоны, в том числе и с относящимися к балбукскому комплексу, однако исследуемые образования не имеют прямого отношения к этому комплексу.

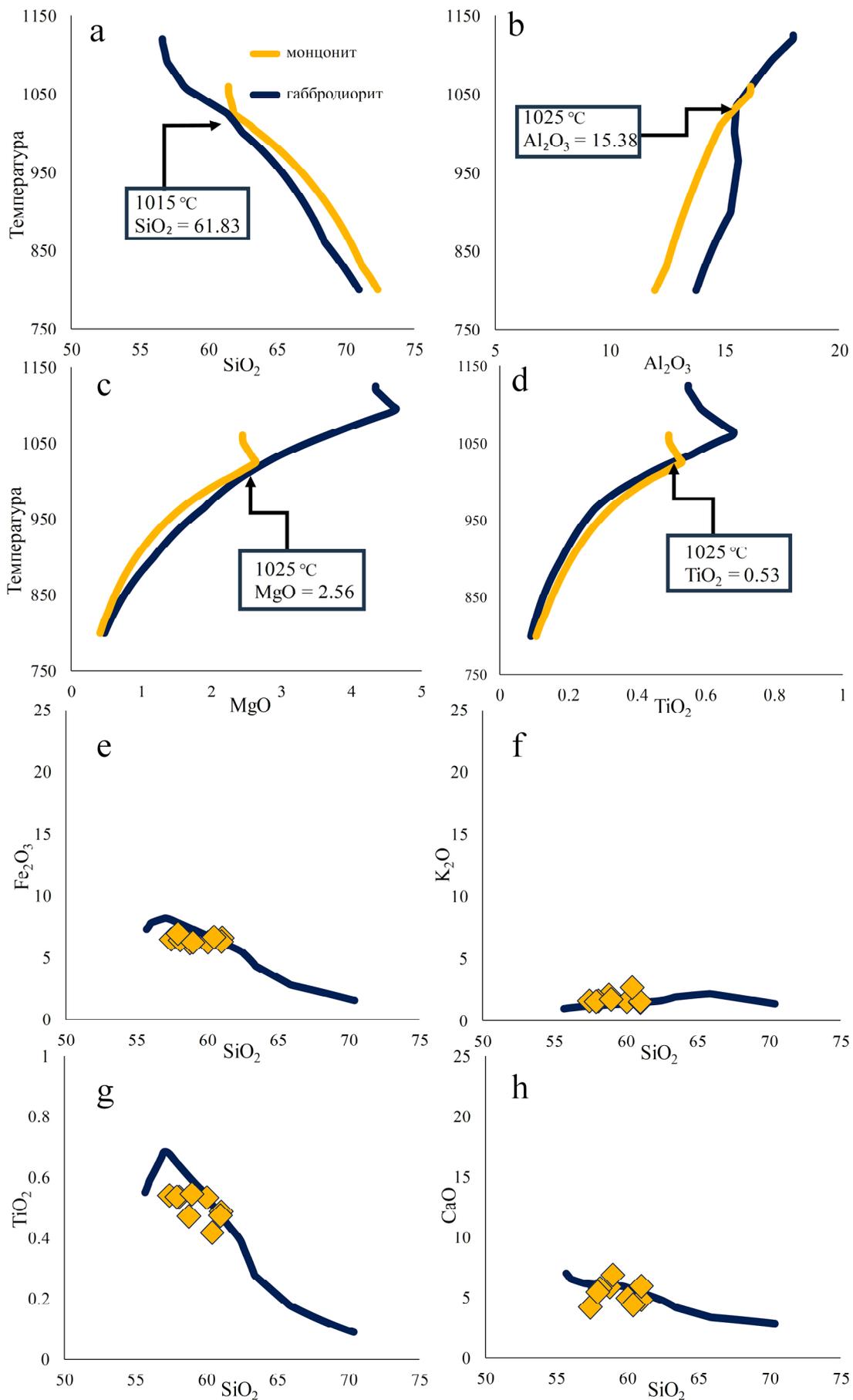


Рис. 8. Результаты численного моделирования. Синяя линия — тренд эволюции диорит-порфирита, жёлтая линия — тренд эволюции монцодиорита. Ромбы — петрохимический состав монцодиоритов

Fig. 8. Numerical modelling results. The blue line shows the evolutionary trend of diorite-porphyrity, the yellow line shows the evolutionary trend of monzodiorite. Diamonds show the petrochemical composition of monzodiorite

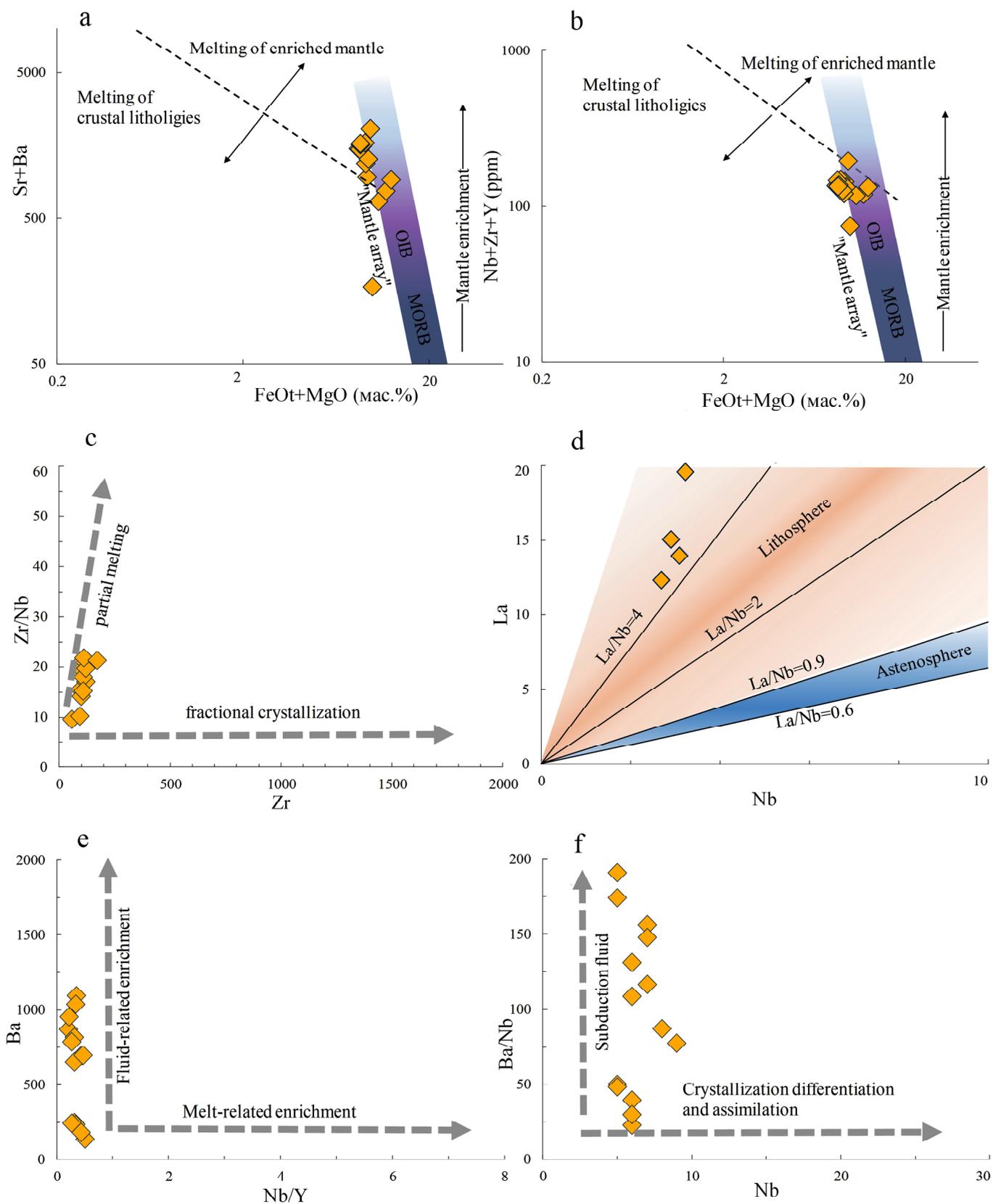


Рис. 9. Точки состава монцодиоритов и монзонит-порфиров на графиках: а, b — по Laurent et al., 2014, с — по Peltonen, 1996, d — по Putirka, Busby, 2007, e — по Kepezhinskas et al., 1997, f — по Abratis, 1998

Fig. 9. Points of monzodiorites and monzonite-porphyrus composition on graphs: a, b — after Laurent et al., 2014, c — after Peltonen, 1996, d — after Putirka, Busby, 2007, e — after Kepezhinskas et al., 1997, f — after Abratis, 1998



Таблица 5. Состав диорит-порфирита миасского округа, монцонита Балбукского массива, трахиандезит-порфира шариповской группы, выбранных для моделирования

Table 5. The composition of the diorite-porphyrite of the Miass district, monzonite of the Balbuk petrotype, trachyandesite-porphyrite of the Sharipovo group selected for modeling

Порода / Rocks	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O
Диорит-порфирит Diorite-porphyrite	54.74	0.52	17.03	8.33	4.12	6.60	3.42	0.93	0.16	3.51
Монцонит Балбукского массива Monzonite of the Balbuk massif	60.76	0.59	17.78	4.29	2.04	3.34	4.65	4.36	0.39	1.51
Трахиандезит-порфир шариповской группы Trachyandesite-porphyrity of the Sharipov group	60.86	0.48	16.82	4.21	4.26	3.08	6.37	2.76	0.30	1.33

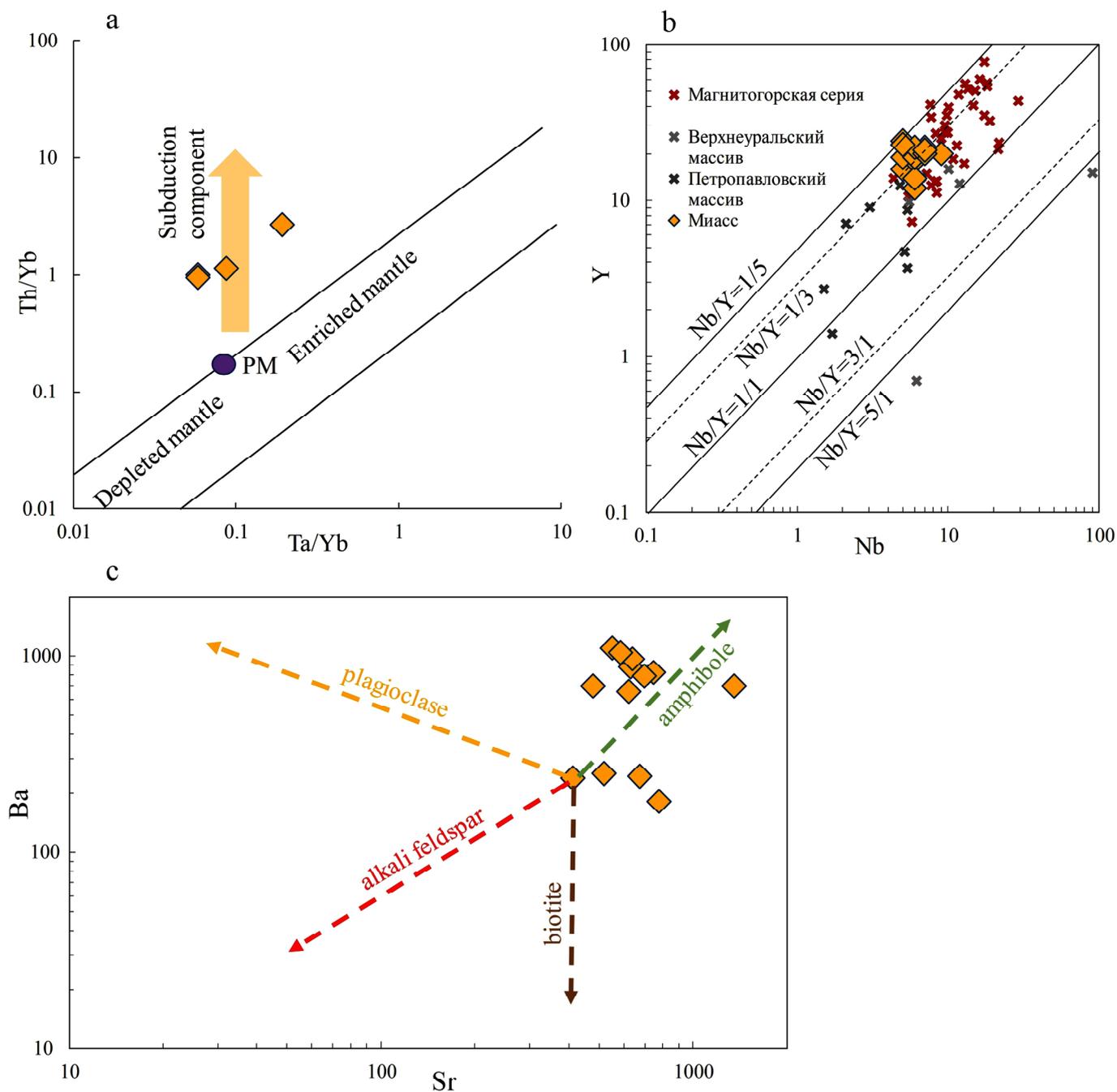


Рис. 10. Петрогенетические процессы: а – по Pearce, 1983, б – диаграмма Nb/Y, с – тренды фракционирования минералов

Fig. 10. Petrogenetic processes: a – after Pearce, 1983, b – Nb/Y diagram, c – mineral fractionation trends

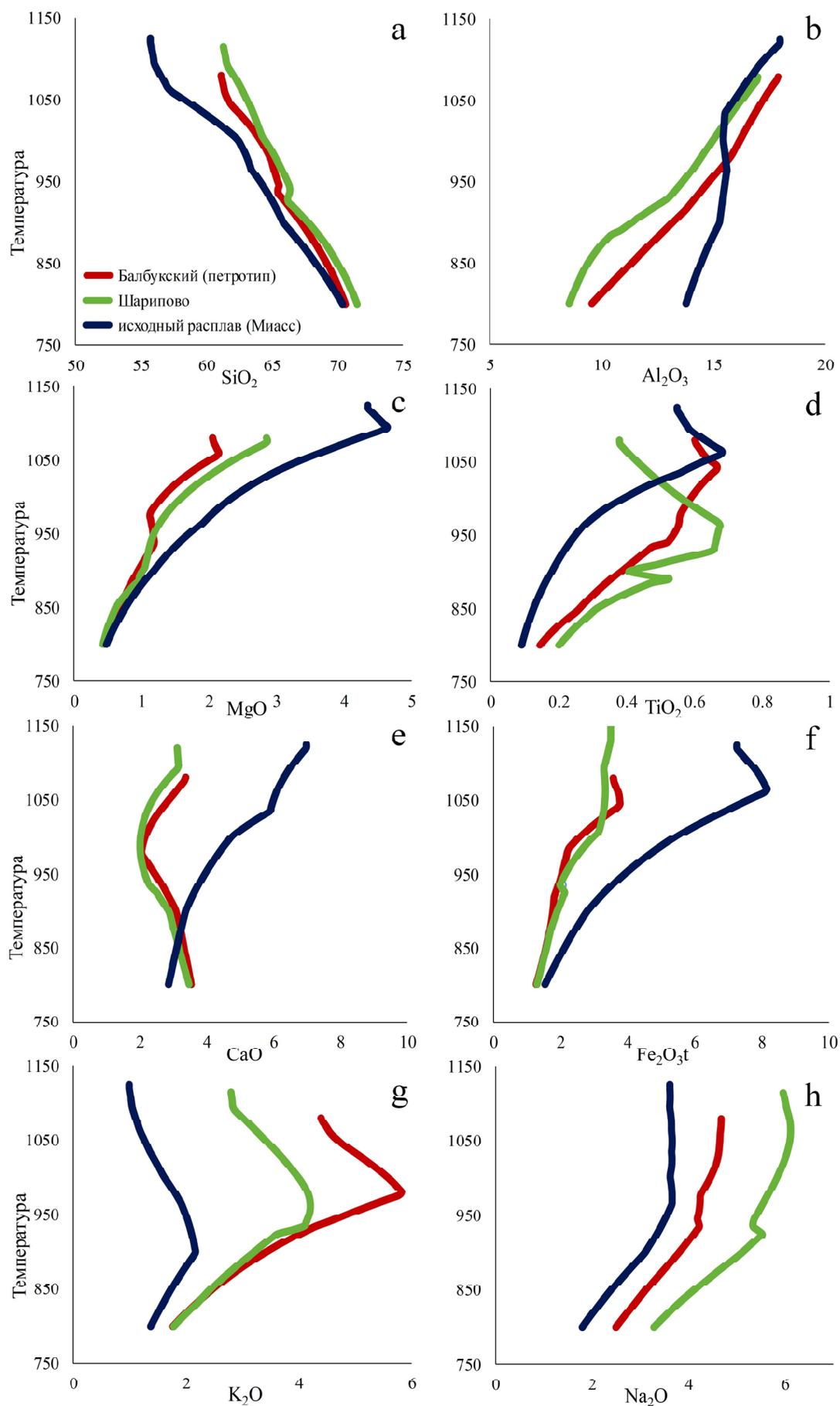


Рис. 11. Результаты моделирования эволюции расплавов и сопоставление численных кривых миасских диорит-порфиритов и монцонитоидов балбукского комплекса

Fig. 11. Results of modelling the evolution of melts and comparison of numerical curves of Miass diorite-porphyrites and monzonitoids of the Balbuk complex



Заключение

Изложенные результаты позволяют сделать следующие основные выводы:

– монцодиориты, монцонит-порфиры, диориты и диорит-порфириты Миасского округа являются генетически родственными образованиями с общей историей, сформированными из единого источника;

– исследованные породы образовались из расплава, возникшего при частичном плавлении метасоматизированной надсубдукционной мантии; основным дальнейшим петрогенетическим процессом было фракционирование амфибола;

– исследованные образования не имеют прямого отношения к Балбукскому комплексу, поскольку резко отличное содержание калия предполагает иной источник для формирования монцонитового расплава, но они вместе с «балбукидами» являются проявлениями магнитогорского ранне- и среднекаменноугольного монцонитоидного магматизма;

– изученные породы сформировались в диапазоне 350–335 млн лет, аналогичный возраст имеют габброиды и монцониты магнитогорской габбро-гранитной серии, Верхнеуральско-Кассельского ареала, Ахуново-Карагайского ареала (Петропавловский массив), Балбукского комплекса. Данный этап связан с тектоно-магматической активизацией в связи с коллизией Восточно-Европейского континента и Казахстанского микроконтинента.

Автор выражает благодарность Д. Н. Салихову и И. Р. Рахимову за ценные консультации по геологии Балбукского ареала и Магнитогорской мегазоны.

Работа выполнена в рамках госзадания ИГ УФИЦ РАН FMRS-2025-0015

Литература / References

Архиреев И. Е., Макагонов Е. П., Беляцкий Б. В., Масленников В. В. О возрасте нефритиносных даек Узункырского пояса (Южный Урал): локальный изотопный U-Pb-анализ циркона и изотопные Sr-Nd-данные породообразующих минералов // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442. № 1. С. 90–95.

Arkhireev I. E., Makagonov E. P., Belyatsky B. V., Maslennikov V. V. On the age of nephrite-bearing dikes of the Uzunkyr belt (Southern Urals): local U-Pb isotope analysis of zircon and Sr-Nd isotope data of rock-forming minerals. Doklady Earth Sciences, 2012, V. 442, No. 1, pp. 90–95. (in Russian)

Аулов Б. Н., Владимирцева Ю. А., Гвоздик Н. И., Королькова З. Г., Левин Ф. Д., Липаева А. В., Поташова М. Н., Самозванцев В. А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XII. Златоуст. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ (Министерство природных ресурсов РФ ФГУНПП «Аэрогеология», ВСЕГЕИ), 2015, 300 с.

Aulov B. N., Vladimirtseva Yu. A., Gvozdk N. I., Korolkova Z. G., Levin F. D., Lipaeva A. V., Potashova M. N., Samozvantsev V. A. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1: 200,000. Second edition. South Ural Series. Sheet N-40-XII Zlatoust. Explanatory note. Moscow: MF VSEGEI. (Ministry of Natural Resources of the Russian Federation FGUNPP "Aerogeology", VSEGEI), 2015, 300 p. (in Russian)

Горожанин В. М. Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала // Магма-

тизм и геодинамика / Гл. ред. В. А. Коротеев. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1998. С. 98–108.

Gorozhanin V. M. Primary isotopic composition of strontium in igneous complexes of the Southern Urals. Magmatism and Geodynamics. (Ed. by V. A. Koroteev), 1998, Yekaterinburg, IGG UB RAS, pp. 98–108. (in Russian)

Косарев А. М. Геология и геохимические особенности раннепалеозойских вулканитов Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон на Южном Урале // Литосфера. 2015. № 2. С. 40–64.

Kosarev A. M. Geology and geochemical features of the Early Paleozoic volcanics of the Sakmara and Voznesensk-Prisakmar zones in the Southern Urals. Lithosphere, 2015, No. 2, pp. 40–64. (in Russian)

Косарев А. М., Серавкин И. Б., Холоднов В. В. Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданоносной мегазоны на Южном Урале // Литосфера. 2014. № 2. С. 3–25.

Kosarev A. M., Seravkin I. B., Kholodnov V. V. Geodynamic and petrological-geochemical aspects of zonality of the Magnitogorsk pyrite-bearing megazone in the Southern Urals. Lithosphere, 2014, No. 2, pp. 3–25. (in Russian)

Макагонов Е. П., Архиреев И. Е., Беляцкий Б. В. Дайки субщелочных пород в гипербазитах северной части Узункырского пояса (Южный Урал) // Литосфера. 2013. № 4. С. 73–87.

Makagonov E. P., Arkhireev I. E., Belyatsky B. V. Subalkaline rock dikes in hyperbasites of the northern part of the Uzunkyr belt (Southern Urals). Lithosphere, 2013, No. 4, pp. 73–87. (in Russian)

Носова А. А., Возняк А. А., Богданова С. В., Савко К. А., Лебедева Н. М., Травин А. В., Юдин Д. С., Пейдж Л., Ларионов А. Н., Постников А. В. Раннекембрийский сиенитовый и монцонитовый магматизм на юго-востоке Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2019. Т. 27(4). С. 357–400.

Nosova A. A., Voznyak A. A., Bogdanova S. V., Savko K. A., Lebedeva N. M., Travin A. V., Yudin D. S., Page L., Larionov A. N., Postnikov A. V. Early Cambrian syenite and monzonite magmatism in the southeast of the East European Platform: petrogenesis and tectonic setting of formation. Petrology, 2019, V. 27(4), pp. 357–400. (in Russian)

Рахимов И. Р., Вишневецкий А. В. Роговая обманка в ультрамафит-мафитах худозавского комплекса Южного Урала: условия кристаллизации и петрологические следствия // Литосфера. 2023. № 5. С. 766–784. DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-5-766-784

Rakhimov I. R., Vishnevsky A. V. Hornblende in ultramafic-mafites of the Khulozovsky complex of the Southern Urals: crystallization conditions and petrological consequences. Lithosphere, 2023, No. 5, pp. 766–784. (in Russian)

Рахимов И. Р., Самигуллин А. А., Холоднов В. В., Шагалов Е. С. Петрогенезис и геодинамический режим монцонитовых и гранитовых массивов Балбукского ареала (Южный Урал) по данным валовой геохимии, Sr-Nd-изотопии и Rb-Sr-геохронологии // Литосфера. 2025. № 5. С. 1074–1103. DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-5-1074-1103

Rakhimov I. R., Samigullin A. A., Kholodnov V. V., Shagalov E. S. Petrogenesis and geodynamic regime of monzonite and granite massifs of the Balbuk area



- (Southern Urals) according to bulk geochemistry, Sr-Nd isotope and Rb-Sr geochronology. *Lithosphere*, 2025, No. 5, pp. 1074–1093. (in Russian)
- Рахимов И. Р., Самигуллин А. А., Холоднов В. В., Шагалов Е. С. Этапы проявления монзонитового и гранитового магматизма Балбукского ареала (Южный Урал) по данным Rb-Sr-геохронологии // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. 2024. № 15. С. 184–187.
- Rakhimov I. R., Samigullin A. A., Kholodnov V. V., Shagalov E. S. Stages of manifestation of monzonite and granite magmatism of the Balbuk area (Southern Urals) according to Rb-Sr geochronology. *Geology, mineral resources and problems of geoeology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories*, 2024, No. 15, pp. 184–187. (in Russian)
- Ронкин Ю. Л., Семенов И. В., Лепихина О. П., Попова О. Ю. Интрузивы Магнитогорской раннекаменноугольной рифтогенной структуры: Sr-Nd-изотопные ограничения // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 314–318.
- Ronkin Yu. L., Semenov I. V., Lepikhina O. P., Popova O. Yu. Intrusions of the Magnitogorsk Early Carboniferous Rift Structure: Sr-Nd Isotope Constraints. *Yearbook-2005. Yekaterinburg: IGG UB RAS*, 2006, pp. 314–318. (in Russian)
- Рязанцев А. В., Новиков И. А., Разумовский А. А. Каменноугольный окраинно-континентальный мафит-ультрамафитовый комплекс параллельных даек Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2019. № 3. С. 42–50. DOI: 10.32454/0016-7762-2019-3-42-50
- Ryazantsev A. V., Novikov I. A., Razumovsky A. A. Carboniferous continental marginal mafic-ultramafic complex of parallel dikes of the West Magnitogorsk zone (Southern Urals). *Bulletin of Higher Educational Institutions. Geology and Exploration*, 2019, No. 3, pp. 42–50. (in Russian)
- Салихов Д. Н., Митрофанов В. А. Интрузивный магматизм верхнего девона – нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). Уфа: УНЦ РАН, 1994. 142 с.
- Salikhov D. N., Mitrofanov V. A. Intrusive magmatism of the Upper Devonian–Lower Carboniferous of the Magnitogorsk megasyntinorium (Southern Urals). Ufa: USC RAS, 1994, 142 p. (in Russian)
- Салихов Д. Н., Мосейчук В. М., Холоднов В. В., Рахимов И. Р. Каменноугольный вулcano-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера. 2014. № 5. С. 33–56.
- Salikhov D. N., Moseychuk V. M., Kholodnov V. V., Rakhimov I. R. Carboniferous volcanic-intrusive magmatism of the Magnitogorsk-Bogdanovsky graben in light of new geological and geochemical data. *Lithosphere*. 2014, No. 5, pp. 33–56. (in Russian)
- Салихов Д. Н., Холоднов В. В., Пучков В. Н., Рахимов И. Р. Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М: Наука, 2019. 392 с.
- Salikhov D. N., Kholodnov V. V., Puchkov V. N., Rakhimov I. R. Magnitogorsk zone of the Southern Urals in the Late Paleozoic: magmatism, fluid regime, metallogeny, geodynamics. Moscow: Nauka, 2019, 392 p. (in Russian)
- Скляр Е. В., Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Иванов А. В., Летникова Е. Ф., Миронов А. Г., Бараши И. Г., Буланов В. А., Сизых А. И. Интерпретация геохимических данных. М.: Интермет инжиниринг, 2001. 287 с.
- Sklyarov E. V., Gladkochub D. P., Donskaya T. V., Ivanov A. V., Letnikova E. F., Mironov A. G., Barash I. G., Bulanov V. A., Sizykh A. I. Interpretation of geochemical data. Moscow: Intermet engineering, 2001, 287 p. (in Russian)
- Ферштатер Г. Б., Краснобаев А. А., Беа Ф. Этапы палеозойского интрузивного магматизма Уральского орогена и их геохимическая интерпретация // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2007. С. 88–120.
- Fershtater G. B., Krasnobaev A. A., Bea F. Stages of Paleozoic intrusive magmatism of the Ural orogen and their geochemical interpretation. *Geodynamics, magmatism, metamorphism and ore formation. Yekaterinburg: IGG UB RAS*, 2007, pp. 88–120. (in Russian)
- Ферштатер Г. Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2013. 368 с.
- Fershtater G. B. Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals. Yekaterinburg: UB RAS, 2013, 368 p. (in Russian)
- Abratis M. Geochemical variations in magmatic rocks from southern Costa Rica as a consequence of Cocos Ridge subduction and uplift of the Cordillera de Talamanca // Ph. D. thesis. Göttingen, University of Göttingen. 1998. 136 p.
- Asimow P. D., Ghiorso M. S. Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsolvus Phase Relations // *American Mineralogist*. Vol. 83. P. 1127–1131.
- Bacon C. R., Druitt T. H. Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. Vol. 98. P. 224–256.
- Carvalho B. B., Janasi V. D. A., Henrique-Pinto R. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotope constraints on the petrogenesis of the K-rich Pedra Branca Syenite: Implications for the Neoproterozoic post-collisional magmatism in SE Brazil // *Lithos*. 2014. Vol. 205. P. 39–59.
- Chappell B. J., White A. J. R. Two Contrasting Granite Types // *Pac. Geol.* 1974. No. 8. P.173–174.
- Coban H. Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia // *Earth Sci. Rev.* 2007. Vol. 80. P. 219–239. DOI: 10.1016/j.earscirev.2006.08.006
- Conceicao R. V., Green D. H. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompressionmelting of phlogopite+pargasite lherzolite // *Journal of Geology*. 2004. Vol. 72. P. 209–229.
- DePaolo D. J., Daley E. E. Neodymium isotopes in basalts of the southwest Basin and Range and lithosphere thinning during continental extension // *Chemical Geology*. 2000. Vol. 169. P. 157–185. DOI: 10.1016/S0009-2541(00)00261-8
- Gahlan H., Azer M., Asimow P., Al-Kahtany K. Late Ediacaran post-collisional A-type syenites with shoshonitic affinities, northern Arabian-Nubian Shield: a possible mantle-derived A-type magma // *Arab. J. Geosc.* 2016. Vol. 9. No. 603.



- Ghiorso M. S., Sack R. O. 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. Vol. 119. P. 197–212.
- Jung S., Hoernes S., Hoffer E. Petrogenesis of cogenetic nepheline and quartz syenites and granites (northern Damara orogen, Namibia): enriched mantle versus crustal contamination petrogenesis of cogenetic nepheline and quartz syenites and granites (Northern Damara orogen, Namibia): enriched mantle versus crustal contamination // J. Geol. 2005. V.113. P. 651–672.
- Jung S., Romer R. L., Pfänder J.A., Berndt J. Petrogenesis of early syn-tectonic monzonite-granodiorite complexes – Crustal reprocessing versus crustal growth // Precambrian Research. 2020. V. 351. P. 105967. DOI10.1016/j.precamres.2020.105957.
- Kempton P.D., Fitton J.G., Hawkesworth C.J., Ormerod D.S. Isotopic and trace element constraints on the composition and evolution of the lithosphere beneath the southwestern United States // Journal of Geophysical Research. 1991. Vol. 96. P. 13,713–13,735.
- Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J., Hochstaedter A., Drummond M.S., Hawkesworth C.J., Koloskov A., Maury R.C., Bellon H. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // Geochimica et Cosmochim. Acta. 1997. Vol. 61. P. 577–600.
- Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R. (2014) The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of 'modern-style' plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. Lithos, Vol. 205, P. 208–235.
- Lodders K., Fegley B. The Planetary Science Companion, Oxford Univ. Press, New York, 1998.
- Lopez de Luchi M., Siegesmund S., Wemmer K., Nolte K. Petrogenesis of the postcollisional Middle Devonian monzonitic to granitic magmatism of the Sierra de San Luis, Argentina // Lithos. 2017. Vol. 288. P.191–213.
- Lyubetskaya T., Korenaga J. Chemical composition of earth's primitive mantle and its variance // Journal of geophysical research. 2007. V. 112. P. 1–21. DOI: 10.1029/2005JB004224
- MacLean W. H., Barrett T. J. Lithochemical techniques using immobile elements // Journal of Geochemical Exploration. Vol. 48. P. 109–133. DOI: 10.1016/0375-6742(93)90002-4
- Maniar P. D., Piccoli P. M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol.Soc.Am.Bull. 1989. Vol. 101. P. 635–643.
- Matsui Y., Onuma N., Nagasawa H., Higuchi H., Banno S. Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma // Bull. Soc. Fr. Mineral Crystallogr. 1977. Vol. 100. P. 315–324.
- Middlemost E. A. 1985. Magmas and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology. x + 266 pp. London, New York: Longman. ISBN 0 582 30080 0.3. 1985. Volume 123 Issue 1 - T. J. B. H.
- Misra S., Sarkar S. S. Linear discrimination among M-, I-, S- and A-granites // Indian J. Earth Sci. 1991. Vol. 18. P. 84–93.
- Pearce J. A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C. J. Hawkesworth and M. J. Norry (eds.) // Continental basalts and mantle xenoliths. Cambridge, Massachusetts. Shiva Publications. 1983. P. 230–249.
- Pearce J. A. Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites // Elements. 2014. Vol. 10. P. 101–108. DOI: 10.2113/gselements.10.2.101
- 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.
- Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophiolite, northeastern Finland // Journal of Petrology. 1996. Vol. 37. P. 1359–1383.
- Peng P., Zhai M. I., Guo J., Zhang H., Zhang Y. Petrogenesis of Triassic post-collisional syenite plutons in the Sino-Korean craton: an example from North Korea // Geol. Magaz. 2008. Vol. 145. P.637–647.
- Putirka K., Busby C. The tectonic significance of high-K₂O volcanism in the Sierra Nevada, California // Geology. 2007. Vol. 35(10). P. 923–926. DOI: 10.1130/G23914A.1
- Philpotts J. A., Schnetzler C. C. Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with application to anorthositic end basalt genesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1970. Vol. 34. P. 307–322.
- Richards J.P., Spell T., Rameh E., Raziq A., Fletcher T. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan // Economic Geology. 2012. Vol. 107. P. 295–332. DOI: 10.2113/econgeo.107.2.295
- Winchester J. A., Floyd P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. Vol. 20(4), P. 325–343. DOI: 10.1016/0009-2541(77)90057-2
- Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. Vol. 95(4). P. 407–419.

Поступила в редакцию / Received 21.04.2025