

Петрогенезис и геодинамический режим монцонитовых и гранитовых массивов Балбукского ареала (Южный Урал) по данным валовой геохимии, Sr-Nd изотопии и Rb-Sr геохронологии

И. Р. Рахимов^{1,2}, А. А. Самигуллин¹, В. В. Холоднов², Е. С. Шагалов²

¹Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, e-mail: rigel92@mail.ru

²Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15

Поступила в редакцию 07.12.2024 г., принята к печати 11.02.2025 г.

Объект исследования и актуальность. На государственных геологических картах в зоне северного замыкания Магнитогорской мегазоны и граничащей с запада зоне Главного Уральского разлома выделен балбукский комплекс, включающий многочисленные интрузии монцонит-сиенит-гранитового состава. Их изотопный возраст, определяемый в разное время и разными методами (K-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb, U-Pb) варьирует от 363 ± 21 до 250 ± 5 млн лет, что требует более тщательного анализа. Вещественный состав этих гранитоидов изучен слабо, в связи с чем происхождение комплекса и его геодинамическая позиция трактовались неясно. **Методы.** Для определения химического состава пород привлечены рентгенофлуоресцентный анализ и масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой. Sr-Nd изотопия пород изучалась при помощи термоионизационной масс-спектрометрии. **Результаты и выводы.** Представлены результаты минералого-геохимического изучения с привлечением Sr-Nd изотопии монцонитоидов и гранитоидов нескольких средних и мелких массивов Балбукского ареала (Шариповская группа, Балбук, Аушкуль и Каматал). Геохимические особенности и Sr-Nd изотопные данные ($ISr = 0.70355–0.70422$, $\epsilon Nd_i = +3.95$) позволяют связать источник магм монцонитов с проработанной субдукционными флюидами корой Магнитогорского островодужного террейна, включающей метабазиты офиолитовых ассоциаций и континентальной окраины. Основной источник гранитоидов ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.70355–0.70739$, $\epsilon Nd_i = +3.5...+4.8$) – метасадочные породы Магнитогорского террейна. Особенности распределения в породах различных элементов отражают сложное фракционирование исходных расплавов, а также различные условия их возникновения. Получены две Rb-Sr изохронные датировки – для монцонит-порфиров из малого массива Шариповской группы (354.2 ± 1.4 млн лет) и гранит-порфиров массива Каматал (304 ± 29 млн лет). Возрастные данные позволяют их увязать с датировками других гранитоидов северной части Магнитогорской мегазоны (Ахуново-Петропавловский, Верхнеуральско-Кассельский ареалы) и выделить здесь дискретные этапы монцонит-сиенитового ($363–346$ млн лет) и субщелочного гранитового ($307–294$ млн лет) магматизма. Монцонит-сиенитовый магматизм связан с ранней деструкцией позднедевонско-раннекаменноугольного аккреционно-коллизийного орогена, а гранитовый магматизм фиксирует начало развития Уральского коллизийного орогена. Полученные данные показали, что объединение всех типов гранитоидов в единый комплекс неправомерно и следует выделить Балбукский ареал как один из центров длительного мантийно-корового взаимодействия.

Ключевые слова: Южный Урал, балбукский комплекс, монцонит, субщелочной гранит-порфир, геохимия, Sr-Nd изотопия, Rb-Sr изохрона

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках Госзадания ИГГ УрО РАН № FUMZ-2023-0007 и Госзадания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025-0015. Часть полевых и аналитических работ поддержана грантом РФФИ № 22-77-10049

Petrogenesis and geodynamic regime of monzonite and granite massifs of the Balbuk area (Southern Urals) according to whole-rock geochemistry, Sr-Nd isotopy, and Rb-Sr geochronology

Ildar R. Rakhimov^{1,2}, Aidar A. Samigullin¹, Vladimir V. Kholodnov², Evgeny S. Shagalov²

Для цитирования: Рахимов И.Р., Самигуллин А.А., Холоднов В.В., Шагалов Е.С. (2025) Петрогенезис и геодинамический режим монцонитовых и гранитовых массивов Балбукского ареала (Южный Урал) по данным валовой геохимии, Sr-Nd изотопии и Rb-Sr геохронологии. *Литосфера*, 25(5), 1074–1103. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-5-1074-1103>. EDN: HEBTBK

For citation: Rakhimov I.R., Samigullin A.A., Kholodnov V.V., Shagalov E.S. (2025) Petrogenesis and geodynamic regime of monzonite and granite massifs of the Balbuk area (Southern Urals) according to whole-rock geochemistry, Sr-Nd isotopy, and Rb-Sr geochronology. *Lithosphere (Russia)*, 25(5), 1074–1103. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-5-1074-1103>. EDN: HEBTBK

¹Institute of Geology, UFGC RAS, 16/2 Karl Marx st., Ufa 450077, Russia, e-mail: rigel92@mail.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia

Received 07.12.2024, accepted 11.02.2025

Research subject. In the area of the northern closure of the Magnitogorsk megazone and the Main Ural Fault bordering to the west, the state geological maps distinguish the Balbuk complex. This complex includes numerous monzonite-syenite-granite intrusions. Their isotope age, determined at different times and by different methods (K-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb, U-Pb), varies from 363 ± 21 to 250 ± 5 Ma, which requires a deeper analysis. The composition of these granitoids has been poorly studied; as a result, the origin and geodynamic position of the Balbuk complex remain unclear. **Methods.** The chemical composition of rocks was studied by X-ray fluorescence analysis and mass spectrometry with inductively coupled plasma. The Sr-Nd isotopy of rocks was studied using thermal ionization mass spectrometry. **Results and conclusions.** The results of a mineralogical and geochemical study involving Sr-Nd isotopy of monzonites and granites of several medium-sized and small intrusions of the Balbuk area (Sharip group, Balbuk, Aushkul, and Kamatal) are presented. Geochemical features and Sr-Nd isotope data ($ISr = 0.70355-0.70422$, $\epsilon Nd_i = +3.95$) allow us to connect the source of monzonite magmas with the lithospheric mantle and crust of the Magnitogorsk island-arc terrane reworked by subduction fluids (including metabasites of ophiolite associations and continental margin). The main source of granites ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.70355-0.70545$, $\epsilon Nd_i = +3.5...+4.8$) is the metasedimentary rocks of the Magnitogorsk terrane. The distribution features of various elements in rocks reflect the complex fractionation of the parental melts. Two Rb-Sr isochron dates were obtained: for monzonite porphyry from the small massif of the Sharip group (354.2 ± 1.4 Ma) and granite porphyry of the Kamatal massif (304 ± 29 Ma). The age data allows us to link them with the dating of other granitoids of the northern part of the Magnitogorsk megazone (Akhunovo-Petropavlovsk, Verkhneural'sk-Kassel areas) and to distinguish here discrete stages of monzonite-syenite ($363-346$ Ma) and subalkaline granite ($307-294$ Ma) magmatism. Monzonite-syenite magmatism is associated with the early destruction of the Late Devonian–Early Carboniferous accretion-collision orogen, and granite magmatism records the onset of the Ural collision orogeny. The data obtained showed that the combination of all types of granitoids into a single complex is incorrect and that the Balbuk area should be singled out as one of the centers of long-term mantle-crustal interaction.

Keywords: Southern Urals, Balbuk complex, monzonite, subalkaline granite-porphyry, geochemistry, Sr-Nd isotopy, Rb-Sr isochrones

Funding information

The work was carried out within the framework of the State Assignment of the Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences No. FUMZ-2023-0007 and the State Assignment of the Institute of Geology of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences No. FMRS-2025-0015. The field and analytical work was partly supported by the grant of the Russian Science Foundation No. 22-77-10049

ВВЕДЕНИЕ

Постостроводужный магматизм Магнитогорской мегазоны Южного Урала характеризуется крайне пестрым набором магматических ассоциаций, связанных с аккреционно-коллизийной и рифтогенной тектоникой (Пучков, 2000; Фершта-тер, 2013), на которую еще в представлении некото-рых исследователей наложился мантийный плюм (Салихов и др., 2019). Особый интерес представ-ляет щелочной и субщелочной гранитоидный маг-матизм северной части Магнитогорской мегазоны, пространственно ассоциирующий с габбро-монцо-нитоидным магматизмом. Типичными примерами являются петропавловский (347.4 ± 7.8 млн лет), же-лезнодорожный ($C_2-C_3?$), балбукский ($D_3-P_3?$) комплексы, а также Верхнеуральский (362 ± 9 млн

лет), Уйскоборский (304 ± 4.8 млн лет) и частич-но Карагайский ($307-306$ млн лет) массивы, фор-мирование которых связывают с окраинно-континентальной обстановкой, а их геохимические осо-бенности сочетают в себе признаки надсубдукци-онного и внутриплитного магматизма (Салихов и др., 2019; Холоднов и др., 2021a).

Балбукский комплекс выделен в 1960-е гг. иссле-довательской группой П.Ф. Сопко как совокуп-ность нескольких десятков интрузий монзонит-сиенит-гранитового состава площадью от $300-500$ до $15-20$ км². Они локализованы в зоне северного замыкания Магнитогорской мегазоны, сложенной продуктами надсубдукционного магматизма и оса-дочными породами мелководной и глубоководной фаций, и среди серпентинитового меланжа Главно-го Уральского разлома (ГУР). С тех пор на геоло-

гических картах (Жданов и др., 2003) был определен ареал развития комплекса, выделены две самостоятельные фазы: 1) монцонит-сиенитовая, 2) гранит-лейкогранитовая. Предпринимались попытки датировать балбукский комплекс и обозначить его место в истории геологического развития Магнитогорской мегазоны (Жданов и др., 2003; Салихов и др., 2019). Но петрографическое разнообразие, большой разброс изотопных датировок и геохимических характеристик пока не позволяли обосновать ни геотектоническую позицию, ни источники магмогенерации, о чем свидетельствуют размытые формулировки о происхождении балбукского комплекса в опубликованной литературе. Между тем с интрузиями этого комплекса связывают ряд золоторудных месторождений (Знаменский и др., 2014) и ряд других рудопроявлений, включая Cu и U (Анисимов и др., 1983). В данной статье представлены результаты минералого-геохимического, Sr-Nd изотопного и Rb-Sr геохронологического изучения монцонитовых и гранитовых массивов, отнесенных к балбукскому комплексу. Целью работы является выяснение последовательности их формирования, особенностей петрогенезиса и уточнения места в истории постостроводужного магматизма Магнитогорской мегазоны.

МЕТОДИКА

Петрографические и минералогические исследования проведены с использованием методов оптической (поляризационный микроскоп Altami Polar 3) и электронной (сканирующий электронный микроскоп Tescan Vega Compact) микроскопии в ИГ УФИЦ РАН (Уфа).

Состав пород определен рентгенофлуоресцентным методом в ИГ УФИЦ РАН при помощи энергодисперсионного спектрометра X-Calibur (Израиль). Пределы обнаружений для петрогенных 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.

Примесные элементы в породах измерены с помощью масс-спектрометрического анализа с индуктивно-связанной плазмой после микроволнового растворения в смеси кислот $\text{HCl} + \text{HNO}_3 + \text{HF}$ в блоке чистых помещений классов 6 и 7 ИСО (Perkin Elmer NexION 300S, США) в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН (Екатеринбург).

Для Rb-Sr изохронного датирования пробы 701/2012 (малый массив Шариповской группы) использовались монофракции минералов. Датирование массива Каматал производилось по валовым пробам (U_{18} -83, -84 и -85), отобраным вдоль обнаженного разреза на склоне г. Бол. Каматал. Измерения изотопных отношений Rb и Sr, Sm и Nd выполнены на термоионизационном масс-спектрометре

Triton Plus (Thermo Finnigan, США) в ЦКП “Геоаналитик”. Для контроля инструментальной стабильности и краткосрочной воспроизводимости применяли изотопный стандарт стронция NIST SRM 987 с результирующим значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на период измерений 0.710250 ± 11 (1SD, N = 6). Содержания Sr и Rb в пробе холостого опыта составили 0.30 и 0.05 нг соответственно. Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.3752$. Для контроля измерения изотопные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ определялись в стандартном образце BCR-2 (все отношения нормализованы к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Геологическая позиция интрузий

Поскольку петрологическое обоснование единства происхождения монцонитов и гранитов, отнесенных к балбукскому комплексу, отсутствует, то по аналогии с находящимися южнее Ахуново-Петропавловским и Верхнеуральско-Кассельским гранитоидными ареалами мы предлагаем рассматривать его как Балбукский ареал монцонит-сиенитовых и гранитовых тел. Монцонит-порфиры и монцониты изучены в массивах Шариповской группы (МШГ) и Балбук соответственно. Шариповская группа включает десятки мелких интрузий, локализованных в осадочно-туфогенных толщах улутауйской свиты ($D_{2-3}\text{ef-zv}$) и в серпентинитовом меланже зоны ГУР к востоку от с. Шарипово по обоим берегам р. Уй (рис. 16). Нами опробованы три массива (обр. 701, 702, 703 + 704 + 704b). В наиболее крупном массиве Шарип, имеющем размер 1.7×1.3 км в плане, в краевой части отмечаются ксенолиты монцодиоритов (обр. 704b). Остальные тела не превышают 300 м в длину при ширине до 100 м. Контакты интрузий с вмещающими породами задернованы и обнаружены лишь в виде небольшого обнажения в северной части массива Шарип.

Балбукский массив (петротип балбукского комплекса) находится к северо-востоку от с. Старобалбуково в пограничной зоне серпентинитового меланжа и поляковской свиты ордовикского возраста (см. рис. 16). По нашим уточненным данным, его длина не менее 3.2 км при ширине 1 км, простирается северо-восточное (35°). Нами опробована южная и центральная части массива (обр. U_{22-5-9}), сложенные относительно однородными среднезернистыми монцонитами.

Субщелочные гранит-порфиры, образующие довольно крупные массивы однородного строения, были изучены нами в массивах Аушкуль (обр. U_{22-1-4} и Каматал (обр. $U_{18-83-86}$, U_{22-25}). Массив Аушкуль примыкает к одноименному озеру, образуя тело размером 1.4×1.0 км среди серпентинитово-

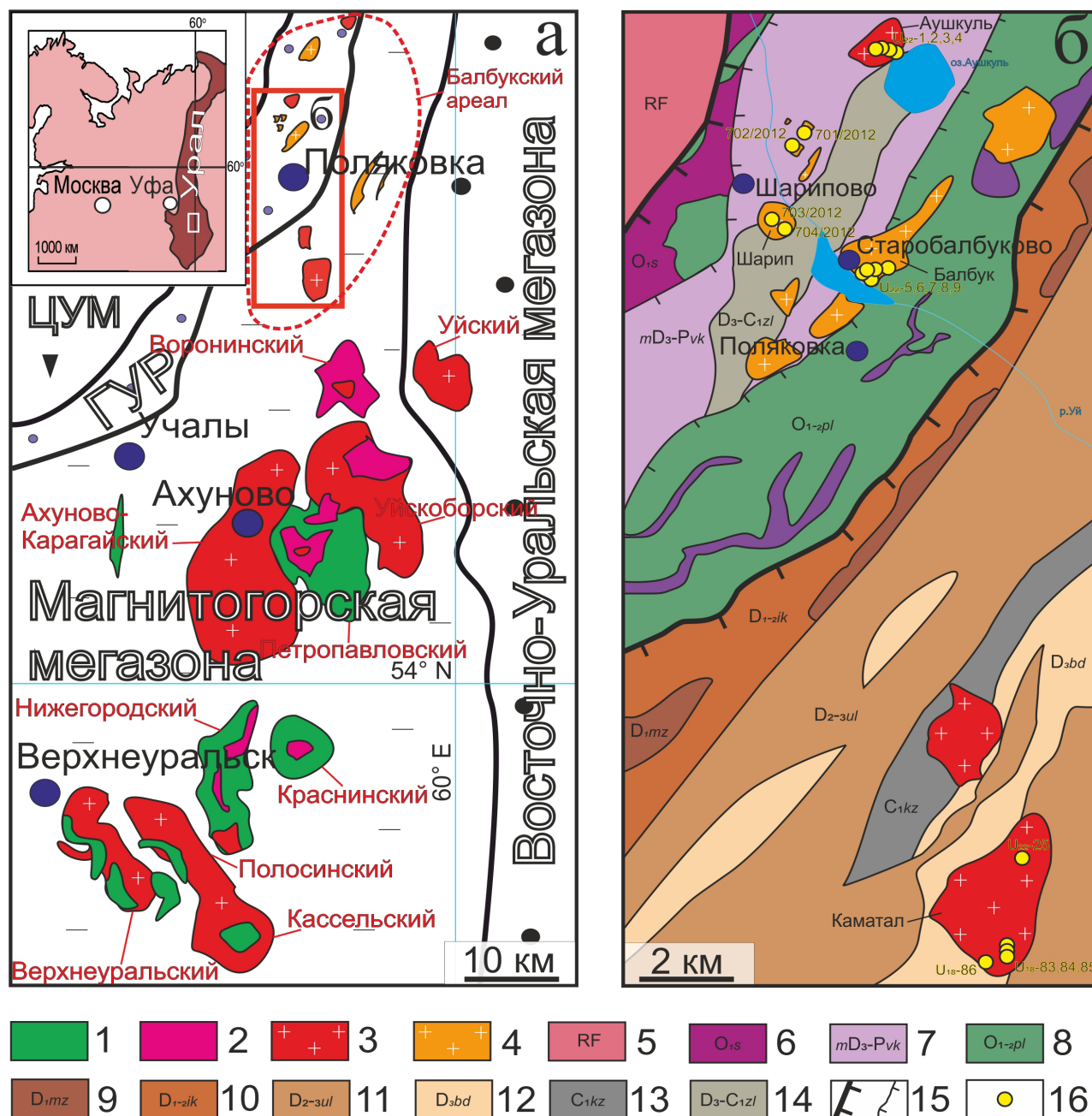


Рис. 1. Структурно-геологическая схема северной части Магнитогорской мегазоны с наименованием гранитоидных массивов (а) и геологическая карта изученного авторами района (б) (Анисимов и др., 1983, с изменениями).

1 – габбро, 2 – диориты и гранодиориты, 3 – монцитониты и сиениты, 4 – граниты и лейкограниты, 5 – нерасчлененные отложения рифея, 6 – сакмарский дунит-гарцбургитовый комплекс, 7 – войкарско-кемпирсайский комплекс тектонитов, 8 – поляковская свита, 9 – мазовская свита, 10 – ирендыкская свита, 11 – улутауская свита, 12 – бугодакская толща, 13 – кизильская свита, 14 – зилайская свита, 15 – разрывные нарушения, 16 – точки пробпоотбора. ГУР – Главный Уральский разлом, ЦУМ – Центральная Уральская мегазона.

Fig. 1. Structural-geological sketch of northern part of the Magnitogorsk megazone with the granitoid massif titles (a) and geological map of the area studied by the authors (b) according to (Anisimov et al., 1983, with modifications).

1 – gabbro, 2 – diorites and granodiorites, 3 – monzonites and syenites, 4 – granites and leucogranites, 5 – undivided Riphean deposits, 6 – Sakmar dunit-harzburgite complex, 7 – Voykar-Kempirsay complex of tectonites, 8 – Polyakovka formation, 9 – Mazovo formation, 10 – Irendyk formation, 11 – Ulutau formation, 12 – Bugodak formation, 13 – Kizil formation, 14 – Zilair formation, 15 – faults, 16 – sampling points. ГУР – Main Uralian Fault, ЦУМ – Central Uralian megazone.

го меланжа ГУР (см. рис. 1б). Массив Каматал размером 5.0×3.6 км локализован значительно южнее на границе туфогенно-осадочных улутауской и бугодакской (D_3f) свит в Магнитогорской мегазоне. Обр. U_{18} -86 отобран из края интрузии близ Северо-Первомайского медно-порфирового проявления, выявленного при разведочном бурении (Анисимов и др., 1983). Непосредственных контактов гранитов с вмещающими породами мы не обнаружили, так как они задернованы. Схема опробования обоих массивов, сложенных однообразными тонкозернистыми гранитами, показана на рис. 1б.

Петрографическая и минералогическая характеристика пород

На рис. 2 представлен фотоколлаж, демонстрирующий изученные образцы из МШГ, а также типичные породы остальных массивов. Образцы МШГ между собой визуально хорошо различаются по окраске и соотношениям вкрапленников и матрицы, но минеральный состав их близок. Вкрапленники представлены амфиболом, измененным плагиоклазом, калиевым полевым шпатом (КПШ), а в обр. 703 еще и измененным биотитом и кварцем (см. рис. 2). Содержание порфировых вкрапленников максимально в обр. 701 и 702 (до 85 об. %) и минимально в обр. 703 (<50 об. %). Основная масса пород тонкозернистая с размером слагающих ксеноморфных зерен КПШ, альбита, хлорита и мусковита (по биотиту), кварца, амфибола не более 0.1 мм. В обр. 704 из массива Шарип найдены мелкие изометричные зерна клинопироксена, образующего включения в фенокристаллах КПШ. В обр. 704b из ксенолита клинопироксен является порообразующим минералом наряду с амфиболом. Состав клинопироксена в обоих образцах схож и соответствует диопсиду и салиту (рис. 3а). Также близок в них состав амфибола, отвечающий магнезиогорнблендиту, паргаситу и саданагаиту (см. рис. 3в). В то же время в обр. 701 амфибол соответствует чермакиту и паргаситу. В обр. 704 редко встречается реликтовый биотит-аннит (см. рис. 3г), в основном хлоритизированный, а в обр. 701 развит мусковит, заместивший биотит. Плагиоклаз представлен лишь вторичным альбитом (см. рис. 3б), более ранний кальциевый плагиоклаз не сохранился, но о его былом присутствии свидетельствует характерная вторичная псевдоморфная ассоциация, включающая, кроме альбита, серицит, эпидот, хлорит и другие минералы.

Монцониты Балбукского массива сложены КПШ, амфиболом, измененным плагиоклазом, кварцем, измененным биотитом и акцессорными минералами, среди которых наиболее распространены титаномagnetит и апатит, реже циркон и редкоземельные минералы (монацит, алланит). Струк-

тура неравномернозернистая, где калиевые минералы образуют ксеноморфные зерна, а мафические – субидиоморфные и идиоморфные. В Балбукском массиве также не сохранился первичный плагиоклаз (см. рис. 3б), найден реликт флогопита (см. рис. 3г), который обычно мусковитизирован. Первичный амфибол отвечает магнезиогорнблендиту (см. рис. 3в), но более широко развит вторичный амфибол – актинолит, образующий частичные или полные псевдоморфозы по зернам раннего амфибола.

Породы массивов Аушкуль и Каматал визуально почти не различимы, поскольку близки по петрографическим особенностям и сложены тонкозернистыми гранит-порфирами. Однородная основная масса выполнена ксеноморфными кристаллами (размером 50 ± 20 мкм) альбита, кварца, калиевого полевого шпата и небольшого количества мусковита (вторичного по биотиту?). Порфировые вкрапленники, занимающие <2 об. %, представлены округлыми зернами кварца и лейстами измененного плагиоклаза, а в аушкульских гранит-порфирах присутствует и КПШ. В последних сохранился первичный олигоклаз (см. рис. 3б). В породах обоих массивов найдены характерные структуры разложения биотита, представленные псевдоморфозами хлорита или мусковита с пластинчатым сфеном и мелкими (<20 мкм) пластинчатыми и хлопьевидными выделениями рутила, пирофанита, манганоильменита и РЗЭ-содержащих минералов: в Каматале обычно алланита, а в Аушкуле – минералов надгруппы монацита (Fe-Th-Sa фазы, близкие к хаттониту и чералиту) и продуктов их гидратации. Отметим, что вторичный мусковит из аушкульских гранит-порфиров богаче примесью Fe, чем в Каматале (см. рис. 3г). В обр. U_{18} -86 из краевой части массива Каматал обнаружены наложенные низкотемпературные минеральные ассоциации – пирит, ярозит, натроярозит, рутил и др. Ярозит и натроярозит локализованы в виде жилок или мелкодисперсных скоплений, остальные образуют тонкую расседоточенную вкрапленность.

Геохимия

Химический состав изученных пород Балбукского ареала приведен в табл. 1. На TAS-диаграмме расположение точек в целом согласуется с диагностированными по методу оптической микроскопии монцонитами и гранитами (рис. 4а). Но порода из обр. 703, содержащая кварц во вкрапленниках, попадает в область граносиенита, а обр. 704 – в область сиенита. Граниты массива Аушкуль отличаются повышенной щелочностью по сравнению с Каматалом (см. рис. 4а), при этом оба показывают принадлежность к высококальциевой серии (см. рис. 4б). Монцониты Балбукского мас-

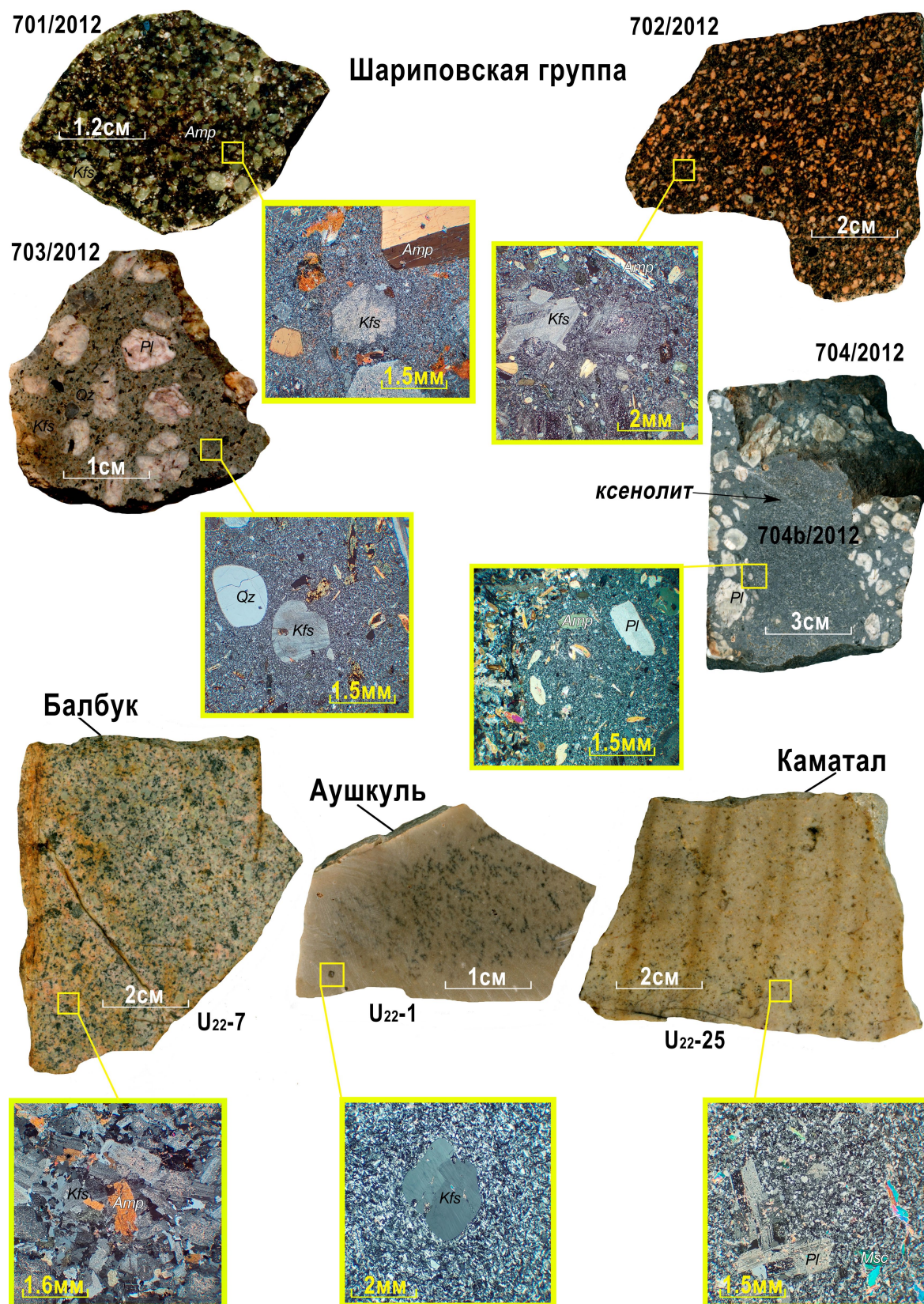


Рис. 2. Изученные образцы пород Балбукского ареала с микрофотографиями (проходящий свет, скрещенные николи).

Fig. 2. Hand specimens of studied rocks from the Balbuk area with photomicrographs (cross polarized transmitted light).

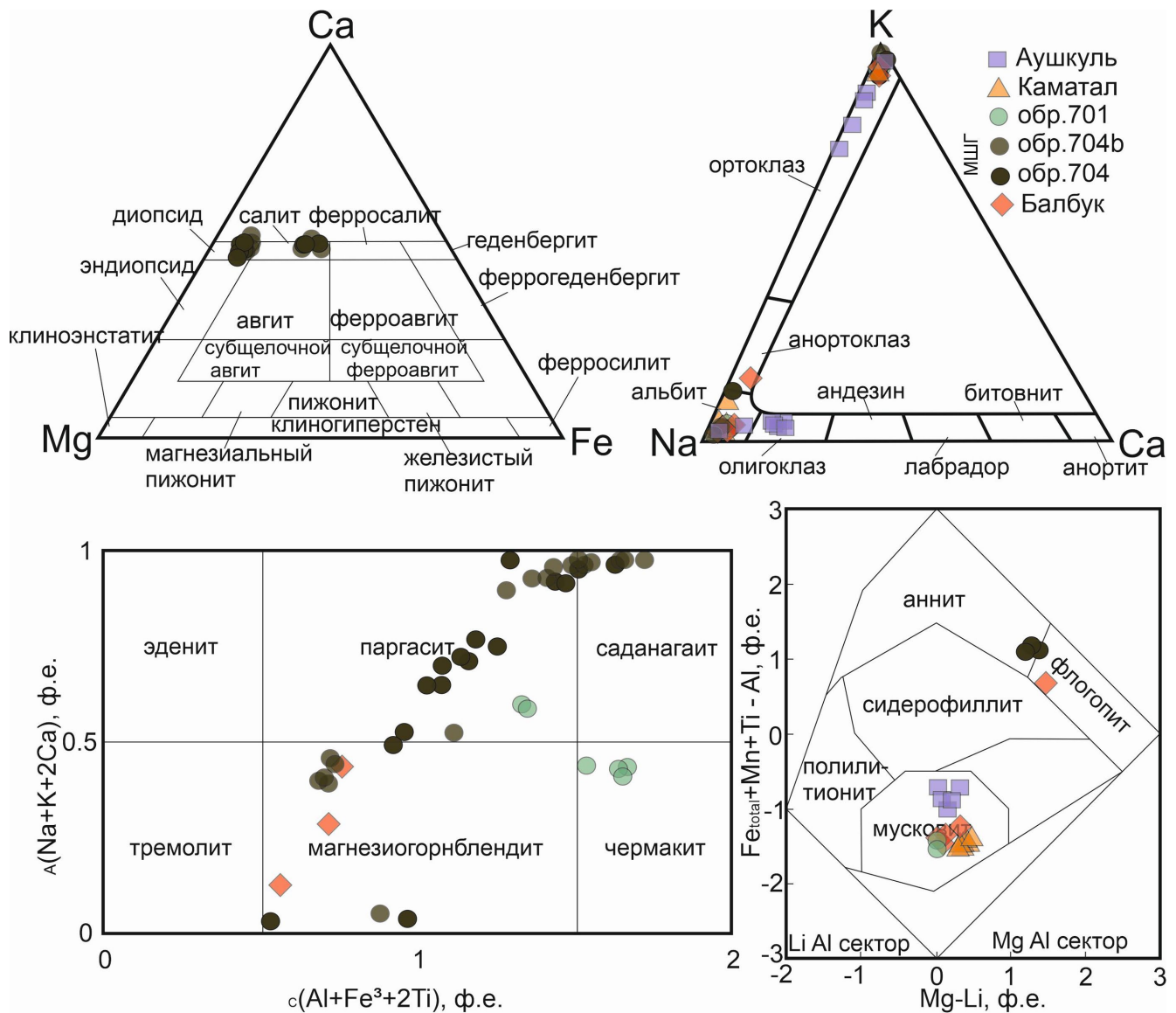


Рис. 3. Классификационные диаграммы для пироксена (а) (Morimoto, 1988); полевых шпатов (б) (Wittke, Sykes, 1990; Deer et al., 1992); амфиболов (в) (Hawthorne et al., 2012); слюд (г) (Tischendorf et al., 2007) из монзонитов и гранитов Балбукского ареала.

Fig. 3. Classification diagrams for pyroxene (a) (Morimoto, 1988); feldspars (б) (Wittke, Sykes, 1990; Deer et al., 1992); amphibole (в) (Hawthorne et al., 2012); micas (г) (Tischendorf et al., 2007) from monzonites and granites of the Balbuk area.

сива отличаются повышенной калиево-относительно МШГ, отвечая шшонитовой серии (см. рис. 4б). Отношение K_2O/Na_2O в первых составляет 0.87–1.09, а во вторых – 0.26–0.61. Согласно индексу Шенда (A/CNK)_{мол.} монзонитоиды отвечают метаглиноземистым породам (0.73–1.03 в МШГ и 0.86–1.04 в Балбуке), а граниты – плюмазитовым (1.06–1.15 в Аушкулье и 1.22–1.55 в Каматале) (см. рис. 4в). Также первые характеризуются умеренно высокой магниальностью

$Mg\# (MgO/(MgO + FeO^t))_{мол.} = 0.46–0.69$, тогда как вторые очень низкой – $Mg\# = 0.02–0.18$. Высокая железистость гранитов $FeO^*(FeO_t/(FeO_t + MgO))_{мол.} = 0.82–0.98$ принципиально отличает их от монзонитов, имеющих $FeO^* = 0.31–0.54$ (см. рис. 4г).

Монзонит-порфиры Шариповской группы петрохимически не только отличаются от монзонитов Балбукского массива, но и различаются между собой. Так, по содержанию TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 и щелочных оксидов обр. 701 и 701b обособляются от

Таблица 1. Химический состав монзонитов и гранитов Балбукского ареала

Table 1. Chemical composition of monzonites and granites of the Balbuk area

Компонент	Шариповская группа массивов						Массив Балбук				
	701	701b	702	703	704	704b	U ₂₂ -5	U ₂₂ -6	U ₂₂ -7	U ₂₂ -8	U ₂₂ -9
SiO ₂	59.17	59.41	60.86	65.66	62.47	54.76	59.58	63.59	59.80	60.69	59.97
TiO ₂	0.24	0.26	0.48	0.35	0.33	0.68	0.59	0.62	0.58	0.62	0.57
Al ₂ O ₃	19.41	19.05	16.82	17.51	16.81	12.91	19.25	15.78	18.76	17.08	18.05
Fe ₂ O ₃ ^t	5.03	5.37	4.21	1.95	1.95	7.03	4.19	4.54	4.33	4.22	4.20
MnO	0.19	0.20	0.09	0.05	0.06	0.18	0.06	0.08	0.07	0.08	0.05
MgO	2.70	2.26	4.26	2.20	2.13	5.04	2.04	1.95	2.19	2.12	1.93
CaO	3.89	3.17	3.08	1.66	4.18	8.96	3.49	3.22	3.39	3.77	2.84
Na ₂ O	6.09	7.28	6.38	6.19	6.72	4.50	4.49	3.91	4.91	4.97	4.96
K ₂ O	2.02	1.88	2.76	3.48	4.10	2.74	4.40	4.30	4.34	4.46	4.31
P ₂ O ₅	0.12	0.13	0.30	0.21	0.20	0.99	0.31	0.39	0.38	0.49	0.40
S ^t	0.03	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	0.08	<0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01
П.п.п.	1.86	1.88	1.33	1.33	1.70	2.33	1.89	1.58	1.55	0.74	1.79
Сумма	100.76	100.89	100.59	100.60	100.65	100.20	100.28	99.95	100.31	99.26	99.07
Микроэлемент, г/т											
Li	21.00	29.00	10.90	15.60	6.30	9.40	2.50	4.00	6.30	0.25	1.50
Be	0.41	0.45	3.20	4.10	4.00	8.70	1.60	4.70	5.20	1.10	1.00
Sc	2.0	2.2	4.1	1.7	2.1	7.6	8.0	11.3	10.3	5.0	3.3
V	32	38	72	35	40	150	50	114	109	29	28
Cr	4.0	3.0	12.8	6.1	8.7	25.0	28.0	30.0	51.0	27.0	20.0
Co	6.8	7.2	11.9	5.4	6.3	21.0	7.0	10.6	11.7	5.0	4.0
Ni	7.1	5.1	12.7	5.5	7.2	10.5	17.0	20.0	24.0	16.0	16.0
Cu	5.8	20.0	12.3	5.6	11.0	16.2	110.0	439.0	102.0	70.0	90.0
Zn	29.0	37.0	67.0	52.0	48.0	68.0	40.0	73.0	54.0	24.0	17.0
Ga	4.8	5.7	17.6	15.2	13.8	11.3	17.0	16.4	15.9	12.0	11.0
Rb	44.0	42.0	58.0	95.0	78.0	52.0	73.0	86.0	97.0	41.0	37.0
Sr	358	310	988	722	840	1282	800	1189	1161	800	500
Y	7.4	8.0	11.4	6.7	8.8	22.0	9.0	17.1	12.0	6.0	5.0
Zr	35	35	131	100	125	235	70	61	37	75	53
Nb	2.2	1.7	8.7	7.3	9.0	8.4	8.0	12.4	12.4	6.0	5.2
Mo	0.008	0.007	0.006	0.004	0.010	0.009	2.900	2.300	5.300	1.200	0.500
Cs	3.00	2.60	1.50	3.40	0.60	0.84	1.20	0.82	0.71	0.36	0.34
Ba	184	228	1588	1149	954	757	900	1338	1266	1100	800
La	3.3	3.9	46.0	28.0	36.0	113.0	40.0	55.0	53.0	31.0	24.0
Ce	7.3	8.1	78.0	58.0	62.0	207.0	70.0	97.0	83.0	50.0	39.0
Pr	1.03	1.3	9.0	5.8	7.1	25.0	9.0	10.6	8.1	6.3	5.0
Nd	4.7	5.4	35.0	22.0	27.0	100.0	31.0	40.0	29.0	22.0	16.0
Sm	1.3	1.4	6.1	4.1	4.7	17.5	4.9	7.2	4.9	3.6	2.7
Eu	0.48	0.63	1.60	1.01	1.21	0.29	1.80	1.80	1.30	1.50	1.10
Gd	1.1	1.3	4.3	2.6	3.2	11.3	4.0	5.1	3.5	3.2	2.3
Tb	0.20	0.22	0.53	0.34	0.41	1.30	0.40	0.69	0.48	0.30	0.23
Dy	1.09	1.30	2.30	1.40	1.70	4.80	2.10	3.10	2.10	1.40	1.10
Ho	0.26	0.36	0.40	0.25	0.31	0.75	0.37	0.59	0.40	0.25	0.20
Er	0.82	0.96	1.11	0.69	0.83	1.90	1.00	1.60	1.15	0.70	0.60
Tm	0.124	0.200	0.140	0.087	0.111	0.200	0.140	0.210	0.140	0.090	0.080
Yb	1.20	1.40	1.14	0.74	0.86	1.60	0.90	1.80	1.21	0.60	0.50
Lu	0.170	0.250	0.150	0.094	0.118	0.190	0.130	0.200	0.150	0.090	0.080
Hf	0.95	0.93	3.10	2.60	3.00	4.70	2.20	2.10	1.50	2.10	1.60
Ta	0.024	0.022	0.250	0.230	0.270	0.190	0.500	0.820	0.750	0.420	0.330
Tl	0.10	0.14	0.37	0.68	0.23	0.17	0.32	0.36	0.39	0.17	0.16
Pb	1.8	2.3	16.6	27.0	38.0	18.5	13.0	26.0	16.5	8.0	5.0
Th	0.43	1.13	13.8	13.50	12.70	17.90	13.50	21.00	21.00	12.30	9.00
U	0.29	0.26	3.30	3.40	2.70	3.60	4.70	3.90	8.60	4.70	2.50

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Компонент	Массив Аушкуль				Массив Каматал				
	U ₂₂ -1	U ₂₂ -2	U ₂₂ -3	U ₂₂ -4	U ₁₈ -83	U ₁₈ -84	U ₁₈ -85	U ₁₈ -86	U ₂₂ -25
SiO ₂	74.18	71.43	70.97	70.64	72.85	73.13	70.93	72.73	74.76
TiO ₂	0.05	0.04	0.03	0.05	0.07	0.07	0.06	0.55	0.10
Al ₂ O ₃	14.23	16.29	17.05	16.59	15.53	14.89	16.70	14.28	14.83
Fe ₂ O ₃ [†]	1.17	1.27	1.03	1.16	1.08	1.25	1.05	2.24	0.97
MnO	0.06	0.06	0.01	0.03	0.03	0.05	0.01	0.02	0.03
MgO	0.10	0.14	<0.01	<0.01	0.07	0.04	0.06	0.06	0.11
CaO	0.90	0.40	0.27	0.34	0.11	0.26	0.07	0.18	0.45
Na ₂ O	4.55	5.97	6.20	5.72	4.50	4.50	4.48	3.40	3.95
K ₂ O	4.00	4.08	4.49	4.05	4.03	3.97	4.18	3.02	3.82
P ₂ O ₅	<0.01	<0.05	<0.05	<0.05	0.10	0.12	0.10	0.08	<0.1
S [†]	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.02	0.02	0.33	0.01
П.п.п.	0.18	0.60	0.72	0.58	1.00	1.28	2.34	2.68	1.10
Сумма	99.43	100.28	100.78	99.17	100.02	99.93	100.55	100.11	100.13
Микроэлементы (г/т)									
Li	4.7	4.0	3.0	6.0	2.0	2.4	2.3	5.2	4.1
Be	6.2	5.4	5.9	5.8	2.1	2.4	2.0	6.9	2.3
Sc	3.9	3.0	3.7	4.4	2.5	2.1	3.7	3.7	3.9
V	7	7	7	6	13	18	13	17	5
Cr	16	40	40	38	6	12	3	39	14
Co	0.8	1.3	1.0	0.9	0.6	1.2	0.5	1.1	0.8
Ni	8.3	8.0	5.7	6.4	2.6	3.1	1.4	7.9	4.2
Cu	9.6	17.9	13.5	13.9	4.3	3.7	2.0	12.7	22.2
Zn	25.9	34.3	24.3	25.2	26.1	23.4	22.8	31.7	27.3
Ga	22.4	21.9	21.5	22.0	17.1	16.5	17.2	25.5	17.5
Rb	244	222	238	235	112	112	119	229	130
Sr	144	97	101	102	126	105	82	175	130
Y	6	7	5	5	3	3	2	7	4
Zr	42	43	40	42	27	26	26	46	27
Nb	17	18	18	18	4	4	4	20	4
Mo	0.24	0.24	0.20	0.14	0.15	0.22	0.12	0.32	0.29
Cs	6.89	3.85	3.54	6.18	2.41	2.82	2.10	8.53	2.44
Ba	51	63	70	58	579	892	695	86	783
La	0.9	0.9	0.9	0.7	9.3	6.0	5.7	1.1	10.1
Ce	2.0	2.4	2.1	1.7	19.9	14.7	13.9	2.5	22.2
Pr	0.3	0.3	0.3	0.3	2.3	1.6	1.5	0.3	2.6
Nd	1.3	1.4	1.4	1.2	8.5	5.7	5.8	1.6	9.6
Sm	0.7	0.7	0.6	0.5	1.8	1.4	1.2	0.7	2.1
Eu	0.19	0.18	0.16	0.14	0.58	0.72	0.47	0.23	0.73
Gd	0.82	0.82	0.71	0.64	1.35	1.07	0.93	0.89	1.66
Tb	0.17	0.16	0.15	0.13	0.17	0.14	0.13	0.20	0.21
Dy	1.16	1.11	0.94	0.92	0.84	0.80	0.61	1.26	1.18
Ho	0.16	0.16	0.13	0.13	0.10	0.09	0.08	0.18	0.13
Er	0.50	0.48	0.39	0.39	0.24	0.24	0.18	0.52	0.33
Tm	0.08	0.07	0.06	0.06	0.03	0.03	0.02	0.08	0.05
Yb	0.54	0.54	0.40	0.45	0.19	0.22	0.16	0.62	0.29
Lu	0.07	0.08	0.06	0.06	0.03	0.03	0.02	0.09	0.04
Hf	3.9	3.9	3.6	3.8	1.9	1.9	1.9	4.5	1.9
Ta	1.34	1.34	1.31	1.38	0.35	0.37	0.37	1.62	0.36
Pb	57.1	48.7	33.2	35.6	17.9	20.1	16.0	67.2	24.3
Th	5.6	4.9	4.3	4.9	5.3	5.4	5.3	6.3	8.8
U	6.6	3.5	2.7	2.0	1.4	1.2	1.1	7.4	0.6

Примечание. Все железо представлено в виде Fe₂O₃[†], вся сера представлена в виде S[†].Note. All iron is presented as Fe₂O₃[†], all sulfur as of S[†].

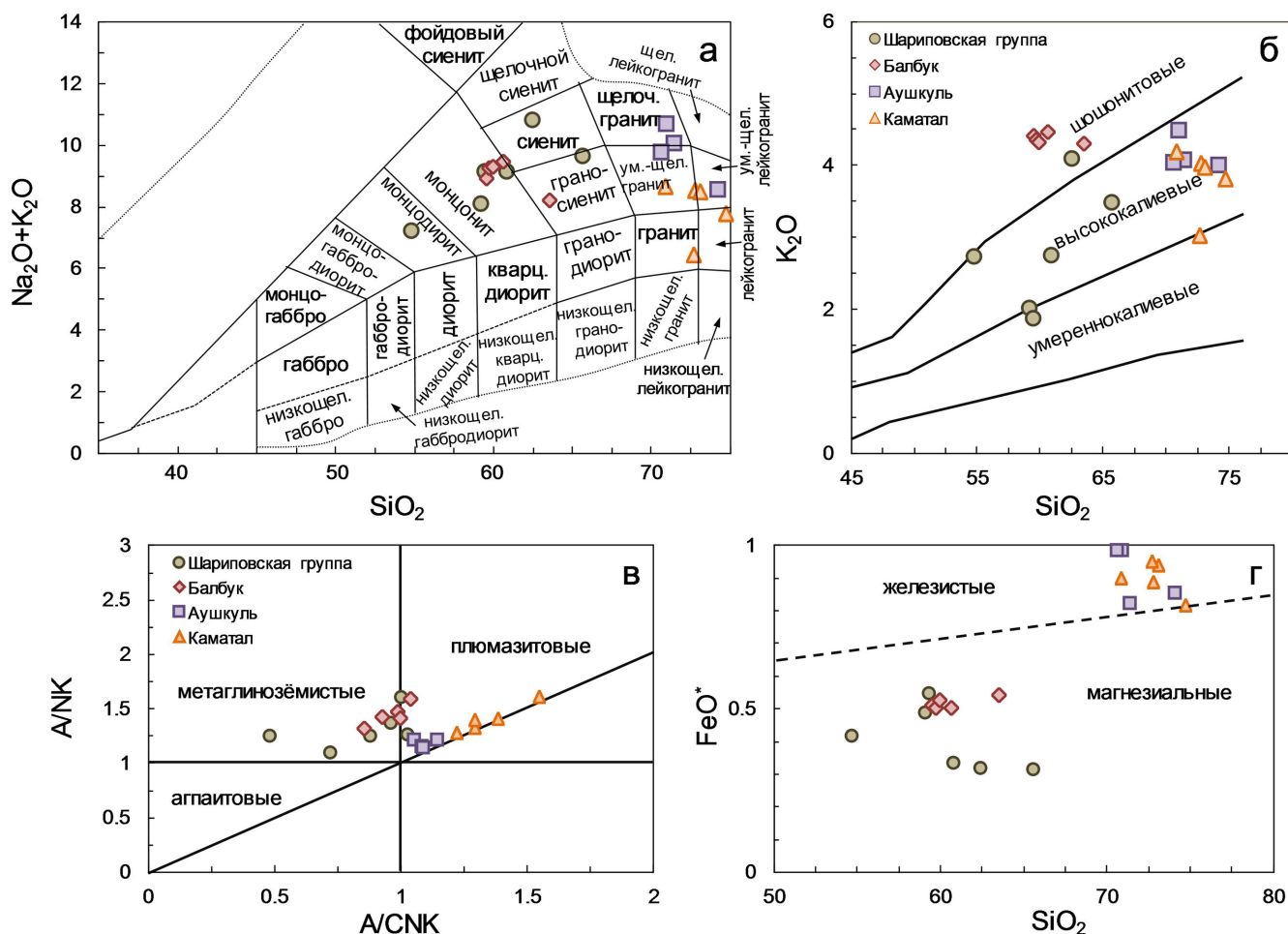


Рис. 4. Классификационные петрохимические диаграммы для монцонитов и гранитов Балбукского ареала.

а – TAS (Шарпенюк и др., 2013); б – SiO_2 – K_2O (Peccherillo, Taylor, 1976); в – A/CNK – A/NK (Maniar, Piccoli, 1989); г – SiO_2 – FeO^* (Frost et al., 1999). $\text{FeO}^* = \text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO})$.

Fig. 4. Classification petrochemical diagrams for monzonites and granites of the Balbuk area.

а – TAS (Sharpenok et al., 2013); б – SiO_2 – K_2O (Peccherillo, Taylor, 1976); в – A/CNK – A/NK (Maniar, Piccoli, 1989); г – SiO_2 – FeO^* (Frost et al., 1999). $\text{FeO}^* = \text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO})$.

обр. 702, 703 и 704 двух других опробованных массивов, а также от обр. 704b монцодиорита из ксенолита. Микроэлементный состав подтверждает геохимическое разнообразие пород МШГ. Спектры нормированного распределения микроэлементов показывают три геохимические группы шариповских монцонит-порфиров, первую из которых образует массив с обр. 701 и 701b, вторую – 702, 703 и 704, а третью – монцодиоритовый ксенолит в массиве Шарип. Первая группа наиболее бедна примесными элементами, а третья – наиболее богата, включая Sr, Ba, Y, Zr, Th (рис. 5а, 6а). На спайдер-диаграмме выявлен Nb-Ta-минимум и Pb-максимум. Породы первой группы имеют субгоризонтальное распределение спектров REE (см. рис. 6а) при величине $(\text{La/Yb})_N = 1.87$ – 1.90 , $(\text{La/Gd})_N = 2.55$ и слабой положительной европиевой аномалии:

$\text{Eu/Eu}^* = 1.22$ – 1.42 . Вторая группа отличается сильным отрицательным уклоном спектров REE при значениях $(\text{La/Yb})_N = 27.47$ – 28.50 , $(\text{La/Gd})_N = 9.10$ – 9.57 и $\text{Eu/Eu}^* = 0.94$ – 0.95 . В пробе монцодиоритового ксенолита (обр. 704b) выражена резкая отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu/Eu}^* = 0.06$) при максимальной величине $(\text{La/Yb})_N = 48.06$, $(\text{La/Gd})_N = 8.51$.

Относительно однородны по микроэлементному составу монцониты Балбукского массива, характеризующиеся высокими концентрациями Ba, U, Th, Pb и LREE, а также минимумами Nb-Ta и Ti на спайдер-диаграмме (см. рис. 5б). Спектры распределения REE имеют сильный отрицательный уклон (см. рис. 6б), $(\text{La/Yb})_N = 20.80$ – 35.18 , $(\text{La/Gd})_N = 8.24$ – 12.89 и $\text{Eu/Eu}^* = 0.90$ – 1.34 .

Специфичное распределение микроэлементов наблюдается в гранит-порфирах Аушкульско-

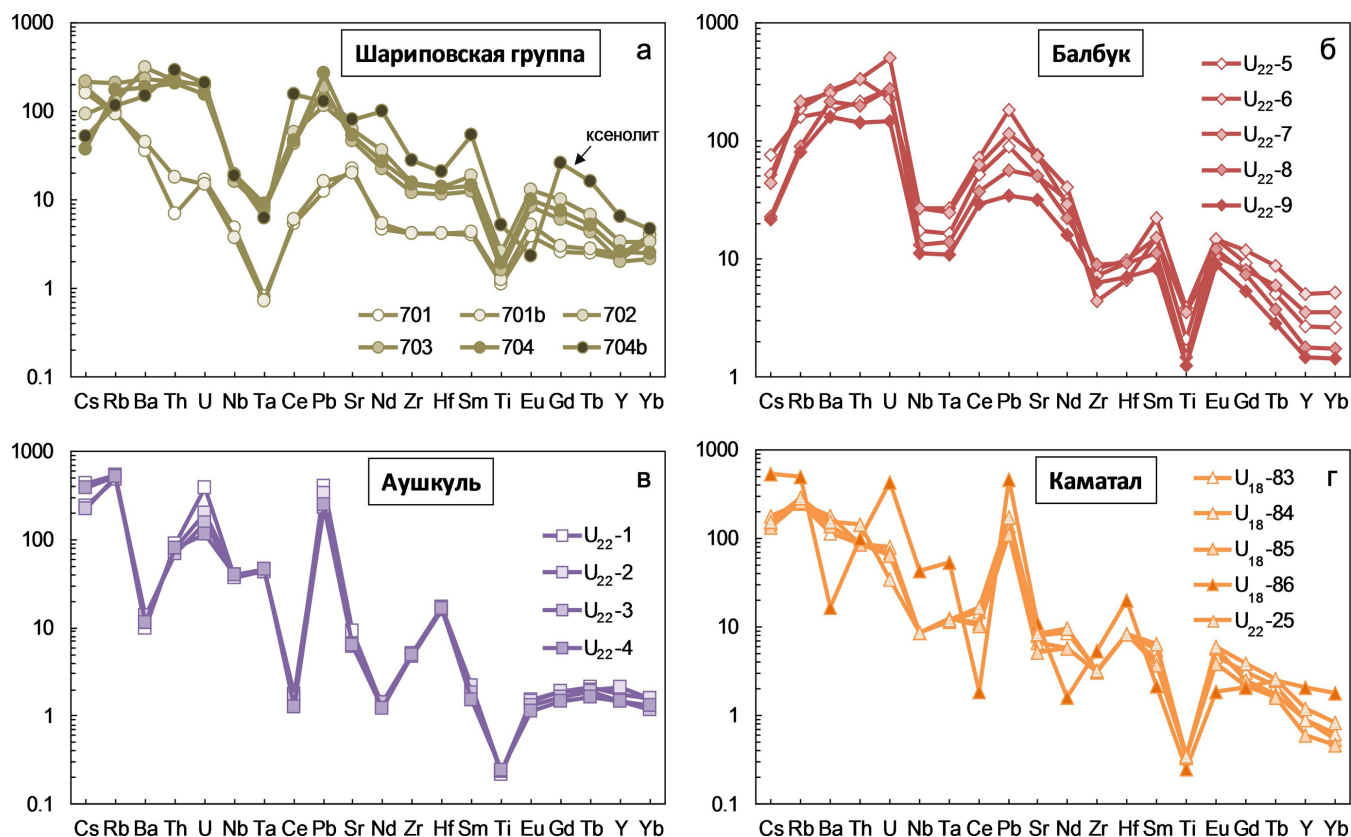


Рис. 5. Нормированное на примитивную мантию (Lyubetskaya, Korenaga, 2007) распределение редких и рассеянных элементов в монцонитах (а, б) и гранитах (в, г) Балбукского ареала.

Fig. 5. Normalized to the primitive mantle (Lyubetskaya, Korenaga, 2007) pattern for trace elements in monzonites (а, б) and granites (в, г) of the Balbuk area.

го массива. Эти геохимически однородные породы богаты Cs, Rb и U, бедны Ba, Ti и LREE при отсутствии Nb-Ta-минимума, но ясно выраженном Pb-максимуме на спайдер-диаграмме (см. рис. 5в). Спектры распределения REE отличаются квазиплоским положением с небольшим “горбом” в области средних REE (см. рис. 6в). Величина $(La/Yb)_N$ варьирует от 1.06 до 1.53, а $(La/Gd)_N = 0.93–1.08$, европиевая аномалия слабая отрицательная ($Eu/Eu^* = 0.72–0.76$). Гранит-порфиры массива Каматал характеризуются более высоким содержанием LREE, а на спайдер-диаграмме неясно выражены Nb-Ta- и Zr-Hf-минимумы, но выделяется Pb-максимум (см. рис. 5г). Спектры распределения REE характеризуются отрицательным уклоном (см. рис. 6г) с $(La/Yb)_N = 18.57–33.33$, $(La/Gd)_N = 3.70–6.50$, $Eu/Eu^* = 0.78–1.39$, кроме обр. U₁₈-86, имеющего такой же характер распределения микроэлементов, что и породы Аушкуля. В этом образце $(La/Yb)_N = 1.21$, $(La/Gd)_N = 1.05$, $Eu/Eu^* = 0.89$. В целом нормированное распределение микроэлементов сближает гранит-порфиры Каматала с монцонитами Балбука.

Rb-Sr и Sm-Nd изотопная систематика

Rb-Sr и Sm-Nd изотопно-геохимические исследования проведены в монцонит-порфирах одного из малых массивов Шариповской группы (обр. 701/2012, см. рис. 1б) и гранит-порфирах массива Каматал (обр. U₁₈-83–86, см. рис. 1б). В образце 701/2012 измерены изотопные отношения в валовой пробе, матрице без порфировых вкрапленников, а также монофракциях фенокристаллов КППШ, плагиоклаза и амфибола (табл. 2). В массиве Каматал измерены валовые пробы из южной части интрузии (табл. 3), поскольку тонкозернистое строение гранит-порфиров со сложным срастанием составляющих фаз не позволяет собрать мономинеральные фракции.

На диаграмме $^{87}Rb/^{86}Sr$ – $^{87}Sr/^{86}Sr$ (рис. 7а) показана эрохрона, построенная для пяти измеренных проб из обр. 701/2012 – с возрастом 350.0 ± 39.6 млн лет (СКВО = 460) и две параллельные изохроны: на первую ложатся точки матрицы породы и фенокристаллов измененного плагиоклаза (354.5 ± 2.2 млн лет, СКВО = 1), на вторую – валовой пробы,

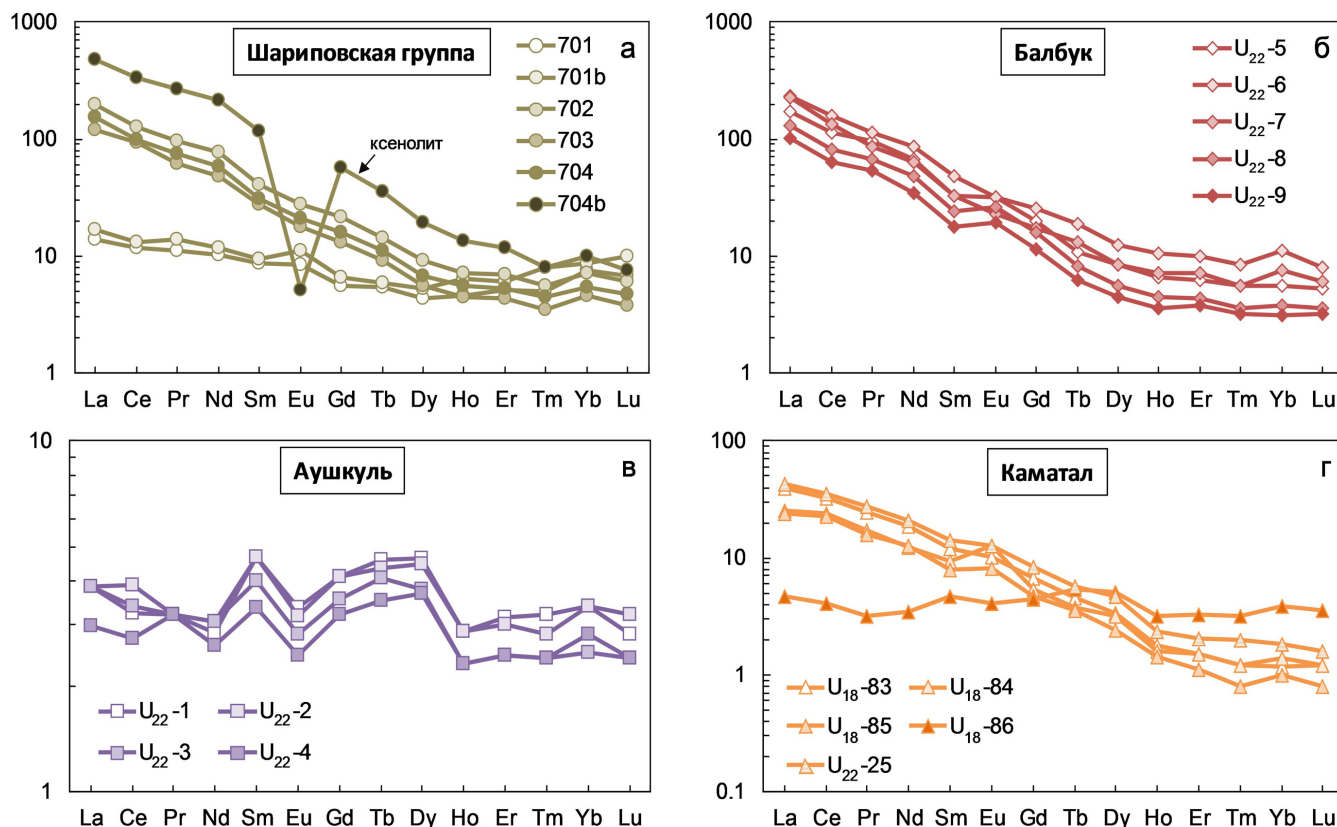


Рис. 6. Нормированное на хондрит (Lyubetskaya, Korenaga, 2007) распределение редкоземельных элементов в монзонитах (а, б) и гранитах (в, г) Балбукского ареала.

Fig. 6. Chondrite-normalized (Lyubetskaya, Korenaga, 2007) pattern for rare earth elements in monzonites (a, б) and granites (в, г) of the Balbuk area.

фенокристаллов амфибола и КППШ (354.2 ± 1.4 млн лет, СКВО = 0.0062). Значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ двух изохрон 0.703582 и 0.703809 свидетельствуют о незначительном привносе радиогенного стронция, вероятно при метасоматическом изменении. Таким образом, возраст монзонит-порфиров определяется величиной 354.2 ± 1.4 млн лет.

Sm-Nd изотопные данные из тех же проб не позволяют построить изохрону, хотя контраст по величинам $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в целом отражает псевдоизохронную зависимость. В рассматриваемой серии “выпадает” навеска плагиоклаза, для которой наблюдается смещение корреляции между значениями Sm/Nd и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, тогда остальные пробы образуют 100%-ю корреляцию. Не учитывая плагиоклаз, а также учитывая большую погрешность измерений для навесок амфибола и КППШ, Sm-Nd эррохронный возраст рассчитывается на 456 ± 143 млн лет (СКВО = 2.9, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_0 = 0.51233 \pm 0.00014$). Без учета валовой пробы данные для Kfs, Amp и MR пересчитываются на эррохронный возраст 360 ± 198 млн лет (СКВО = 3.9, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_0 = 0.5124 \pm 0.0020$). Обе рассчитанные величины перекры-

ваются с Rb-Sr возрастом 354.2 ± 1.4 млн лет. Причины возможных нарушений первичных Sm/Nd отношений рассмотрены в подразделе “Обсуждение”. Величина ϵNd_0 во всех пробах варьирует от 3.95 (вал) до 10.29 (см. табл. 2). Рассчитанный для валовой пробы Nd-модельный возраст по двухстадийной модели составляет 798 млн лет (поздний рифей).

Для трех валовых проб гранит-порфиров массива Каматал получена изохрона, определяющая его возраст 304 ± 29 млн лет с отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70500$, СКВО = 1.2 (см. рис. 76). Значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{304} = 0.70739$ в пробе U₁₈-86 (измененный гранит с наложенной Ti-Fe-S минерализацией) резко отличают ее от остальных проб массива. Поэтому она не попадает на изохрону, но рассчитанная эррохронная зависимость с возрастом 199 ± 10 млн лет (СКВО = 190), вероятно, дает информацию о времени наложения метасоматических процессов с сильным привносом радиогенного стронция.

Полученные Sm-Nd изотопные данные для Каматала не позволяют построить изохронную зависимость, поскольку пробы имеют очень близкую

Таблица 2. Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные для монзонит-порфира (обр. 701/2012) интрузии Шариповской группы Балбукского ареала**Table 2.** Rb-Sr and Sm-Nd isotope data for monzonite porphyry (sample 701/2012) of the Sharip group intrusion from the Balbuk area

Rb-Sr								
Проба	Rb, г/т	Sr, г/т	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	±2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ₍₃₅₄₎	
WR	65	487	0.38338	0.000061	0.70548	0.000011	0.70355	
<i>Pl</i>	106	378	0.80820	0.000104	0.70782	0.000007	0.70375	
<i>Kfs</i>	163	469	1.00491	0.000353	0.70857	0.000005	0.70351	
<i>Amp</i>	6	110	0.15740	0.000079	0.70436	0.000006	0.70357	
MR	36	497	0.21074	0.000044	0.70486	0.000006	0.70380	
Sm-Nd								
Проба	Nd, г/т	Sm, г/т	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ₍₃₅₄₎	εNd ₍₃₅₄₎
WR	7.3	1.4	0.113267	0.000053	0.512647	0.000026	0.512385	3.95
<i>Pl</i>	1.9	0.5	0.147954	0.000023	0.513052	0.000026	0.512709	10.29
<i>Kfs</i>	0.8	0.2	0.156920	0.000048	0.512791	0.000101	0.512427	4.79
<i>Amp</i>	4.8	1.9	0.249241	0.000140	0.513104	0.000077	0.512526	6.72
MR	4.8	1.1	0.139764	0.000029	0.512784	0.000017	0.512460	5.43

Примечание. WR – вал породы, Pl – фенокристаллы измененного плагиоклаза, Kfs – фенокристаллы калиевого полевого шпата, Amp – фенокристаллы амфибола, MR – основная масса без порфировых вкрапленников.

Note. WR – whole rock, Pl – altered plagioclase phenocrysts, Kfs – potassium feldspar phenocrysts, Amp – amphibole phenocrysts, MR – phenocryst-free matrix.

величину $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Значения $\epsilon\text{Nd}_{(0)}$ 3.5–4.8 (6.3 в пробе U₁₈-86) (см. табл. 3) перекрещиваются со значением $\epsilon\text{Nd}_{(0)} = 3.9$ для монзонит-порфира. Рассчитанный Nd-модельный возраст по двухстадийной модели 684–799 млн лет близок к таковому (по нижнему пределу) для монзонит-порфира из интрузии МШГ с обр. 701.

ОБСУЖДЕНИЕ

Проблемы геохронологии пород Балбукского ареала

Породы балбукского комплекса ранее датировались различными изотопными методами в ходе геолого-съемочных (Анисимов и др., 1983; Жданов и др., 2003) и фундаментальных научных работ (Горожанин, 1995, 1998). В отчете (Анисимов и др., 1983) приведены следующие датировки: для пород Балбукского массива Pb-Pb методом по двум пробам – 279 ± 20 и 298 ± 20 млн лет; для пород Аушкульского массива K-Ar методом по пяти пробам – от 250 ± 5 до 285 млн лет. В работе (Горожанин, 1995) опубликован Rb-Sr изохронный возраст Балбукского массива (317 ± 32 млн лет) и Rb-Sr эррохронный возраст Аушкульского массива (305 ± 86 млн лет). В отчете (Жданов и др., 2003) приведены U-Pb датировки по циркону: 363 ± 21 и 346.7 ± 7.1 млн лет для сиенитов; 330 ± 2 млн лет для квар-

цевых монзонит-порфиров. При этом не указаны названия датированных массивов, т. е. принадлежность к балбукскому комплексу неоднозначна. В этой же работе авторы предположили, что пермские датировки пород связаны с наложенными магматическими и метаморфическими процессами. Например, пермский возраст (266 ± 11 , Rb-Sr) получен для околорудных метасоматитов из месторождения Малый Каран, связанного с сиенитами балбукского комплекса (Знаменский и др., 2014).

Полученные нами новые Rb-Sr датировки показали, что монзонит-порфиры одного из малых массивов Шариповской группы (обр. 701, см. рис. 16) по возрасту (354.2 ± 1.4 млн лет) в пределах ошибки совпадают с гранодиоритами петропавловского комплекса (347.4 ± 7.8 млн лет, Rb-Sr) Ахуново-Петропавловского ареала (Жданов и др., 2003). Относительно близкий Rb-Sr изохронный возраст имеет дифференцированная от габбро до сиенитов серия пород Верхнеуральского массива – 362 ± 9 млн лет, более молодой – гранодиориты Заматихинского (Полосинского) массива – 346 ± 1 млн лет – Верхнеуральско-Кассельского ареала (Салихов, Митрофанов, 1994). Гранит-порфиры массива Каматал (304 ± 29 млн лет) по возрасту совпадают с гранитоидами Ахуново-Петропавловского ареала (294.1 ± 1 , 306.5 ± 1 млн лет, U-Pb; 304 ± 4.8 , 306.4 ± 1.4 , 306.5 ± 1.7 , 306.8 ± 1.8 млн лет, Rb-Sr) (Жданов и др., 2003) и Аушкуль-

Таблица 3. Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные для гранитов массива Каматал Балбукского ареала

Table 3. Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data for the Kamatal massif granites of the Balbuk area

Rb-Sr							
Проба	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(304)}$
U ₁₈ -83	95	122	2.25731	0.03386	0.71401	0.000012	0.70424
U ₁₈ -84	96	123	2.26611	0.03399	0.71427	0.000012	0.70447
U ₁₈ -85	97	82	3.42715	0.05141	0.71907	0.000008	0.70424
U ₁₈ -86	55	116	1.36650	0.02050	0.71330	0.000012	0.70739
Sm-Nd							
Проба	Nd, г/т	Sm, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(304)}$
U ₁₈ -83	10.5	2.2	0.12950	0.00039	0.51275	0.000010	0.512492
U ₁₈ -84	9.0	1.9	0.12999	0.00039	0.51275	0.000009	0.512491
U ₁₈ -85	5.6	1.3	0.13769	0.00041	0.51270	0.000020	0.512426
U ₁₈ -86	11.1	2.2	0.12201	0.00037	0.51281	0.000020	0.512567

ского массива (305 ± 86 млн лет). Rb-Sr возраст – 317 ± 32 млн лет – Балбукского массива оказывается промежуточным для указанных монзонитоидов и гранитоидов. Учитывая большую ошибку, верхний предел возраста (349 млн лет) перекрывается с таковым гранодоритов петропавловского комплекса и Заматохинского (Полосинского) массива. Отметим, что в диапазоне около 340–325 млн лет, по-

лученном по разнообразным изотопным датировкам, на Южном Урале сформировалась Магнитогорская габбро-гранитовая серия, распространенная южнее – в основном в пределах Магнитогорско-Богдановской рифтогенной структуры (Ферштатер, 2013; Салихов и др., 2019). Иногда к этой серии относят и массивы Сыростанско-Тургорского гранитоидного ареала, соответствующего по

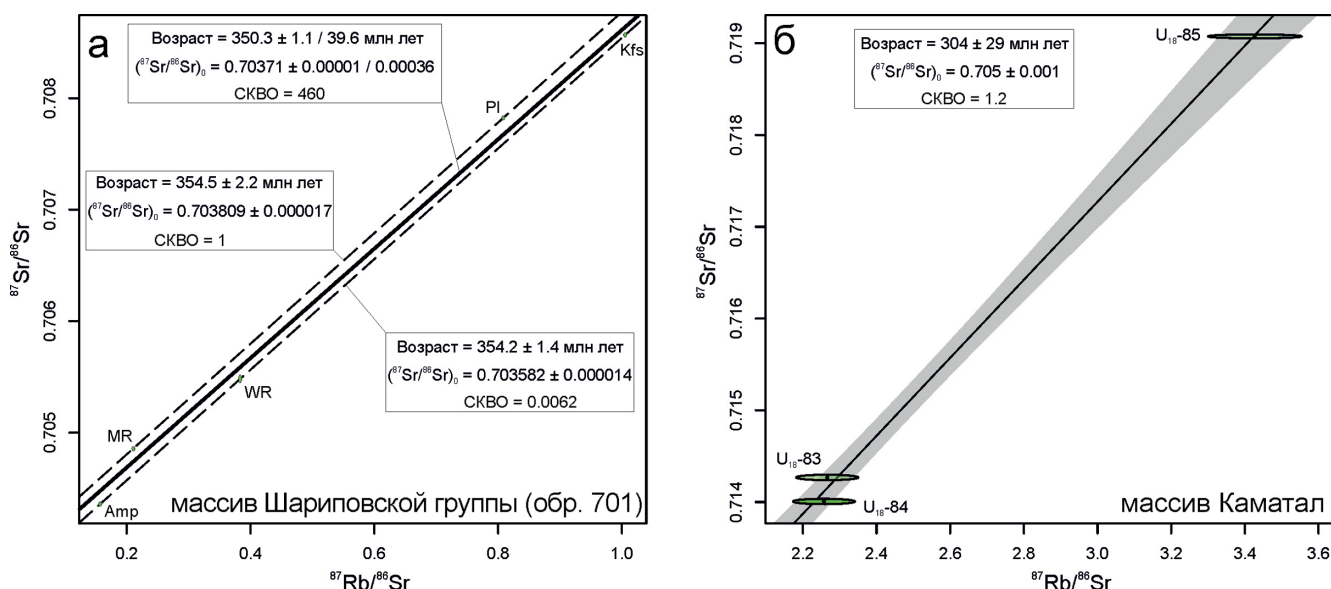


Рис. 7. Rb-Sr изохроны для монзонит-порфира (а) и гранит-порфира (б) Балбукского ареала.

WR – вал породы (обр. 701/2012), Pl – фенокристаллы измененного плагиоклаза, Kfs – фенокристаллы калиевого полевого шпата, Amp – фенокристаллы амфибола, MR – основная масса без порфировых вкрапленников; U₁₈-83–85 – валовые пробы.

Fig. 7. Rb-Sr isochrones for monzonite porphyry (a) and granite porphyry (b) of the Balbuk area.

WR – whole rock (sample 701/2012), Pl – altered plagioclase phenocrysts, Kfs – potassium feldspar phenocrysts, Amp – amphibole phenocrysts, MR – phenocryst-free matrix; U₁₈-83–85 – bulk samples.

U-Pb возрастным датировкам 334–327 млн лет и находящегося севернее Балбукского ареала. Однако в вещественном плане породы Балбукского массива наиболее близки именно к высококалийным щелочным и субщелочным породам Верхнеуральско-Кассельского и Ахуново-Петропавловского ареалов, в том числе по K_2O/Na_2O отношению (≥ 1) и величине I_{Sr} (0.70422 в массиве Балбук, 0.70411 в Заматохинском (Полосинском) и 0.70450 в Верхнеуральском массивах (Горожанин, 1998)). В гранитоидах Магнитогорской серии K_2O/Na_2O , как правило, < 1 , а $I_{Sr} < 0.704$ (Горожанин, 1998; Ферштатер, 2013; Салихов и др., 2019).

Таким образом, этапы проявления габбро-диорит-монцит-сиенитового и гранит-лейкогранитового магматизма северной части Магнитогорской мегазоны (и сопредельной зоне ГУР), включая Верхнеуральский, Ахуново-Петропавловский и Балбукский ареалы, отвечают диапазонам 363–346 и 307–294 млн лет соответственно. Столь значительный временной разрыв с большой вероятностью свидетельствует о разных геотектонических условиях проявления монцититового и гранитового магматизма. Следовательно, их отнесение к единому балбукскому комплексу противоречит критериям единого магматического комплекса (Петрографический кодекс, 2009), т. е. неправомерно. Также важно отметить, что, судя по имеющимся данным, породы Магнитогорской серии (около 340–325 млн лет) в северной части мегазоны имеют ограниченное распространение.

Проблемы типизации гранитоидов Балбукского ареала

Разнообразные породы Балбукского ареала (ранее комплекса) обычно рассматривались как продукты гранитоидного магматизма ввиду особенностей их вещественного состава и отсутствия в ассоциации базитов (Салихов и др., 2019). Типизация изученных пород по алфавитной классификации (Chappell, White, 1974) неоднозначна. Геохимические характеристики ($ASI = 0.48–1.04$, $Mg\# = 0.45–0.69$, $K_2O/Na_2O = 0.26–1.09$, $Rb/Sr = 0.04–0.13$, $I_{Sr} = 0.70355–0.70422$) и анализ дискриминационных диаграмм (рис. 8) указывают на близость монцититов к гранитоидам М- и I-типов. Однако типичные М-граниты, происхождение которых связывают либо с дифференциацией базальтовых магм, либо с частичным плавлением субдущированной плиты, отличаются низким содержанием K_2O при низких K_2O/Na_2O отношениях и обычным отсутствием КППШ в породах (Скляров и др., 2001). При этом совместное накопление Rb и Th, свойственное изученным монцититам, типично для I-гранитов (Chappell, 1999). Поэтому более предпочтительным выглядит отнесение монцититов к I-типу гранитов. Геохимические особенности аушкульских и ка-

маталских гранитов отражают смешанные признаки А- и I&S-гранитов, причем, судя по диаграммам на рис. 8д, е “доля” S-компонента выше для массива Каматал, обладающего высокой величиной $(A/CNK) > 1.2$.

Петрохимические особенности изученных гранитов (повышенная железистость, низкое количество Mg и Ca) согласуются с характеристиками А-гранитов, тогда как микроэлементный состав (см. рис. 8в, г) (низкие концентрации высокочarged элементов, отсутствие отрицательной Eu-аномалии, умеренное количество Ga, $Rb/Sr = 0.55–2.88$) им не отвечает (Whalen et al., 1987; Eby, 1990, 1992). Низкие содержания Ca и Mg, возможно, связаны с метасоматическими изменениями пород, приведшими к частичному выносу этих элементов при серицитизации плагиоклаза и биотита. Изотопный состав стронция $I_{Sr} = 0.70424–0.70447$ для Каматала и $I_{Sr} = 0.70545$ для Аушкуля (Горожанин, 1995), но в одной из проб (U_{18-86}), приуроченных к Каматалу, величина $I_{Sr} = 0.70739$. Большая часть значений находится ниже “критического” предела $I_{Sr} = 0.706$, характерного для S-гранитов (Chappell, White, 1974). Хотя позднее Б. Чаппелл и А. Уайт указали, что данный изотопный критерий работает не всегда (Chappell, White, 2001), и это может быть связано с гетерогенностью источника S-гранитов, имеющих низкий I_{Sr} . Слабая негативная корреляция или отсутствие корреляции между Rb и Th, свойственное изученным гранит-порфирам, типично для S-гранитов (Chappell, 1999). Таким образом, гранит-порфиры Аушкуля и Каматала могут быть примером фракционированных S-гранитов, имеющих либо гетерогенный источник, либо метасоматический, но обладающий низким содержанием радиогенного стронция.

Происхождение и эволюция родоначальных магм для монцититов и гранитов Балбукского ареала

Происхождение таких пород, как монцититы и сиениты, связывается с частичным плавлением метасоматизированной литосферной мантии (флогопитовых перидотитов) (Carvalho et al., 2014; Gahlan et al., 2016; Носова и др., 2019) или с гибридными расплавами, полученными при взаимодействии мантийных и коровых выплавов (Jung et al., 2005; Peng et al., 2008; Lopez de Luchi et al., 2017). Субщелочные и щелочные граниты связываются как с глубоким фракционированием мантийных или коровых магм (Su et al., 2007), так и с плавлением коры при анатексисе и палингенезе (например, Siedner, 1965; Kuang et al., 2021). Геохимические особенности изученных монцититов и гранит-порфиров указывают на коровые источники магм (рис. 9а). Составы монцититов согласуются с частичным плавлением метабазитового источ-

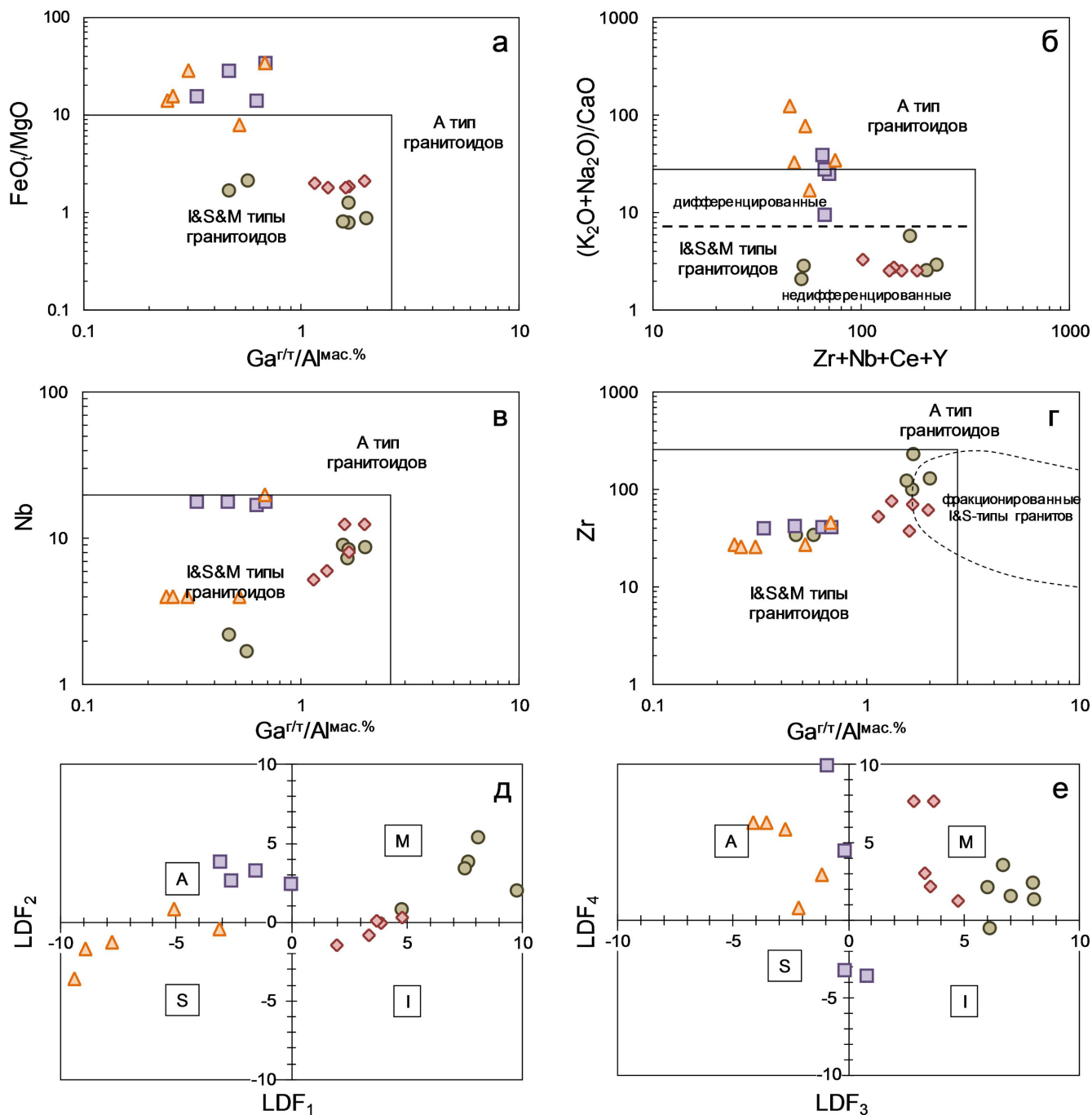


Рис. 8. Дискриминационные диаграммы для монцонитов и гранитов Балбукского ареала.
 а–г – (Whalen et al., 1987); д–е – (Misra, Sarkar, 1991). Поле фракционированных гранитов – (Wu et al., 2017).

Fig. 8. Discrimination diagrams for monzonites and granites of the Balbuk area.
 а–г – (Whalen et al., 1987); д–е – (Misra, Sarkar, 1991). The fractionated granite field – (Wu et al., 2017).

ника, тогда как для гранит-порфиров предпочтителен метаосадочный источник (рис. 9б). Происхождение монцодиоритов, обнаруженных в виде ксенолитов в Шариповском массиве монцонит-порфиров, по всей видимости, связано с самостоятель-

ным более ранним и глубоко дифференцированным базитовым расплавом, имеющим более выраженные мантийные признаки. Обр. 704b из ксенолита ложится на линию мантийной последовательности (см. рис. 9а). Отметим, что породы такого со-

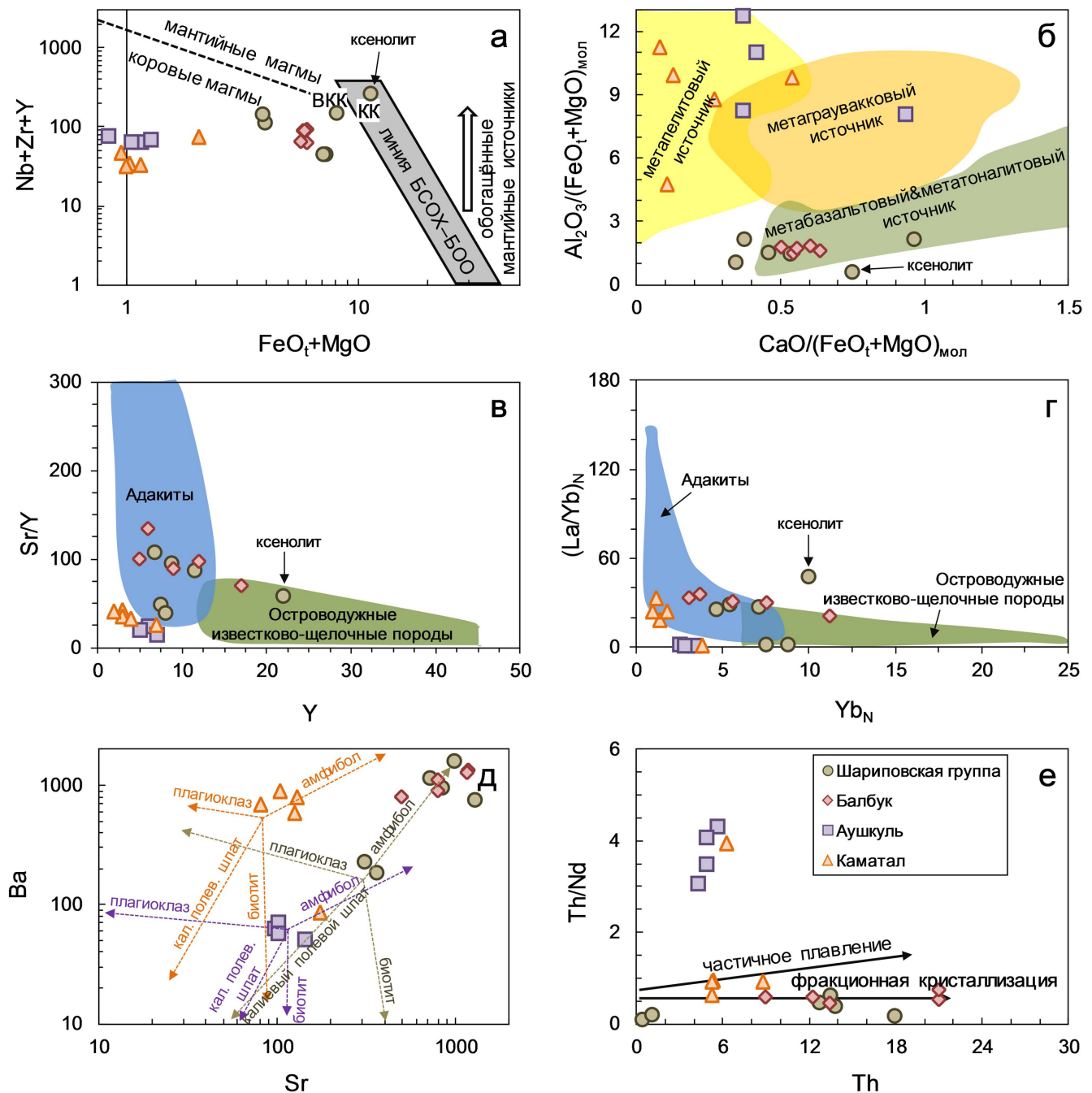


Рис. 9. Дискриминационные и эволюционные геохимические диаграммы для монзонитов и гранитов Балбукского ареала.

а – $\text{FeO} + \text{MgO}$ (мас. %) – $\text{Nb} + \text{Zr} + \text{Y}$ (г/т) (Laurent et al., 2014); б – $\text{CaO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{MgO})$ (мол. %) (Patiño-Douce, 1999); в – $\text{Y} - \text{Sr}/\text{Y}$ (г/т); г – $\text{Yb}_N - (\text{La}/\text{Yb})_N$ (г/т) (Defant, Drummond, 1990); д – $\text{Sr} - \text{Ba}$ (г/т); тренды дифференциации минералов рассчитаны по формуле: $C_i = \frac{F^{(Kd-1)}}{C_0}$, где C_i – искомая концентрация элемента в расплаве, C_0 – исходная концентрация элемента в расплаве, F – степень фракционирования, Kd – коэффициент распределения, взятый для дацитов и риолитов из работ (Philpotts, Schnetzler, 1970; Matsui et al., 1977; Nash, Crecraft, 1985; Bacon, Drit, 1988; Ewart, Griffin, 1994), исходные значения вычислены как среднее по всем пробам (Аушкуль) или использованы пробы, отвечающие наиболее примитивным составам (для Каматала и для Шариповской группы совместно с Балбуком); е – $\text{Th} - \text{Th}/\text{Nd}$ (г/т) (Kong et al., 2018). БСОХ – базальт срединно-океанических хребтов, БОО – базальт океанических островов.

Fig. 9. Discrimination and evolutionary geochemical diagrams for monzonites and granites of the Balbuk area.

а – $\text{FeO} + \text{MgO}$ (wt. %) – $\text{Nb} + \text{Zr} + \text{Y}$ (ppm) (Laurent et al., 2014); б – $\text{CaO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{MgO})$ (mol. %) (Patiño-Douce, 1999); в – $\text{Y} - \text{Sr}/\text{Y}$ (ppm); г – $\text{Yb}_N - (\text{La}/\text{Yb})_N$ in ppm after (Defant, Drummond, 1990); д – $\text{Sr} - \text{Ba}$ (ppm), mineral differen-

tiation trends are calculated using the formula: $C_i = \frac{F(Kd-1)}{C_0}$, where C_i – the desired element concentration in the melt, C_0 – initial element concentration in the melt, F – fractionation degree, Kd – distribution coefficient, used for dacites and rhyolites from (Philpotts, Schnetzler, 1970; Matsui et al., 1977; Nash, Crecraft, 1985; Bacon, Druitt, 1988; Ewart, Griffin, 1994), the initial values were calculated as the average for all samples (Aushkul) or samples corresponding to the most primitive compositions were used (for Kamatal and for the Sharip group together with Balbuk); e – Th–Th/Nd (ppm) (Kong et al., 2018). BCOX – mid-ocean ridge basalts, BOO – of oceanic island basalts.

става характерны для ранних фаз Петропавловского габбро-гранитового массива в Ахуново-Петропавловском ареале (Холоднов и др., 2021а).

Соотношения Sr и Y наряду с высокими (La/Yb)_N отношениями характеризуют изученные монзониты как адакитоподобные породы (см. рис. 9в, г). В гранит-порфирах же эти признаки практически не проявляются. Адакиты выявлены во многих орогенных поясах, а их происхождение связывают с тремя основными типами источника: 1) плавлением деламинарованной базитовой коры, 2) плавлением базитов субдущированной океанической коры, 3) плавлением базитов утолщенной в ходе коллизии континентальной коры (Muir et al., 1995; Drummond et al., 1996; Petford, Atherton, 1996; Sajona et al., 2000; Wang et al., 2006). Относительно низкие концентрации Sr и Ni в балбукских монзонитах более типичны для адакитов, производных от магм, выплавленных из утолщенной коры (Wang et al., 2004).

Механизмы эволюции магм не были одинаковыми для всех массивов ареала. На рис. 9д представлены рассчитанные тренды фракционирования для главных породообразующих минералов. Вариации Sr и Ba в монзонитах отражают связь с фракционированием амфибола (см. рис. 9в). Гранит-порфиры массива Каматал, вероятно, также произошли из магм, претерпевших осаждение амфибола, возможно вместе с плагиоклазом. Аушкульские граниты отражают слабую связь с фракционированием полевых шпатов. Положение фигуративных точек пород на диаграмме Th–Th/Nd показывает сходство механизмов эволюции монзонитов МШГ и Балбука, а также гранит-порфиров Каматала (см. рис. 9е). В то же время гранит-порфиры Аушкуля не отражают связь с фракционированием, указывая на обедненную REE геохимическую специфику самого источника.

Полученные нами геохимические данные и геологическая ситуация предполагают, что основными источниками магм для монзонитов и гранитов балбукского комплекса могли быть метабазитовые и/или метаосадочные породные ассоциации нижней части коры, подстилающей Магнитогорский островодужный террейн (МОДТ). Согласно геологическим и геофизическим данным западное крыло Магнитогорской мегазоны тектонически надвинуто на структуры Башкирского мегантиклинория (БМА) по зоне ГУР (Жданов и др., 2003; Пучков, 2010; Аулов и др., 2015). Следовательно, в структу-

ре земной коры этого сегмента офиолиты подстилаются рифейскими вулканогенно-осадочными комплексами, обнаженными в БМА.

На диаграмме изотопных отношений Sr и Nd (рис. 10) гранит-порфиры массива Каматал близки к линии мантийной последовательности, а монзонит-порфир МШГ попадает внутрь этой линии. По изотопным отношениям изученные породы перекрываются гранитоидами Ахуново-Петропавловского ареала, формирование которых связывается с эволюцией активной континентальной окраины, возникшей после аккреции МОДТ к окраине палеоконтинента Лавруссия (Жданов и др., 2003; Холоднов и др., 2021а). Согласно расчетному модельному неодимовому возрасту гипотетический субстрат датируется 650–750 млн лет. Породы такого возраста обнажаются в зоне ГУР, например метабазиты офиолитовых массивов Нурали и Миндяк на Южном Урале (Холоднов и др., 2017). По другим данным (Пушкарев и др., 2010; Краснобаев и др., 2017; Краснобаев, Вализер, 2018), породы массивов Нурали и Миндяк существенно моложе (≤ 480 млн лет). Метабазиты Миндяка относительно балбукских гранитоидов характеризуются чуть более высокой величиной ϵNd_{304} при схожем $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{304}$ (см. рис. 10). Но низкокальциевая геохимическая специфика едва ли позволяет рассматривать их в качестве основного источника для изучаемых пород. Ниже зоны ГУР развиты ранне-среднерифейские вулканы (айская, машакская, кувашская свиты) и амфиболиты (наязмская толща), обнаженные в БМА и имеющие диапазон величин $\epsilon Nd_{304} = +0.8...+2.3$, что несколько ниже балбукских значений. Но в них как раз присутствуют высококальциевые разновидности (Холоднов и др., 2017). К сожалению, для них отсутствуют изотопные данные по Sr. В пользу присутствия рифейских пород в источнике говорят находки в гранит-порфирах Балбукского ареала ксеногенного циркона с возрастом 1565 млн лет (Жданов и др., 2003). В западной части БМА развиты метавулканы игонинской свиты (Тирлянская мульда), возраст которых (732–707 млн лет) (Puchkov et al., 2024) попадает в диапазон модельных возрастов для гранитов Каматала. Однако эти породы характеризуются существенно более радиогенным составом стронция ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_{304} = 0.7078–0.7094$) и изотопно-обогащенным неодимом ($\epsilon Nd_{304} = -2.1... -4.7$) (см. рис. 10). В основном рифейские породы континентальной окраины, включая метабазиты и метао-

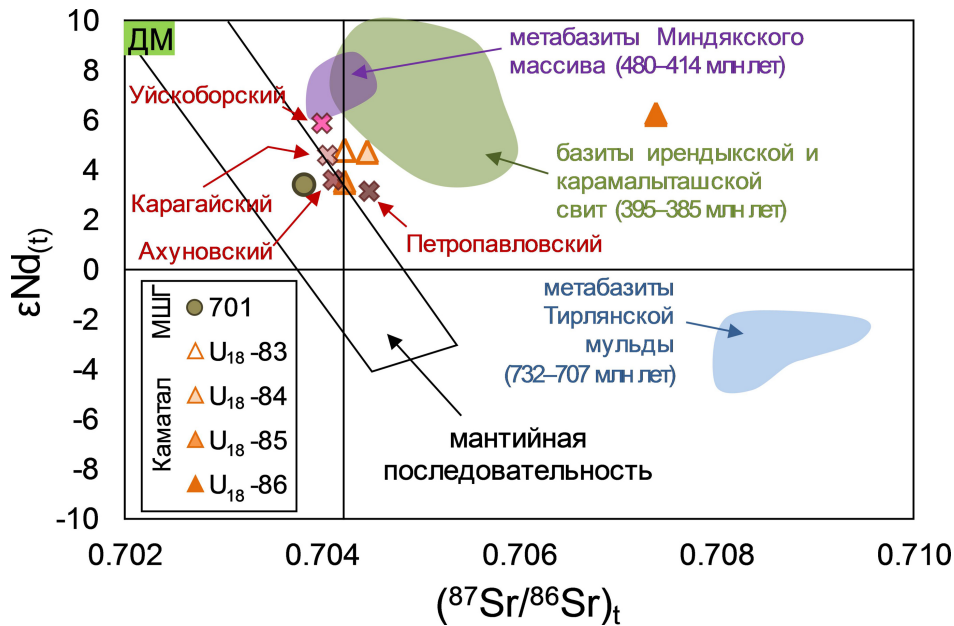


Рис. 10. Диаграмма $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ – ϵNd_t для монцонит-порфира и гранит-порфиров Балбукского ареала.

Построена на возраст 304 млн лет с использованием данных (Scarrow et al., 2000; Spadea et al., 2002; Холоднов и др., 2021a; Puchkov et al., 2024). Красным шрифтом обозначены массивы Ахуново-Петропавловского ареала, ДМ – деплетированная мантия, МШГ – массив Шариповской группы.

Fig. 10. The $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ – ϵNd_t plot for monzonite and granite porphyries of the Balbuk area.

Constructed to age 304 Ma using data from (Scarrow et al., 2000; Spadea et al., 2002; Kholodnov et al., 2021a; Puchkov et al., 2024). The massifs of the Akhunovo-Petropavlovsk area are marked in red, ДМ – depleted mantle, МШГ – massif of the Sharip group.

садочные породы, обладают контрастным по отношению к балбукским гранитоидам изотопным составом Sr и Nd ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{304} > 0.715$, $\epsilon\text{Nd}_{304} < -6$) (Маслов и др., 2003; Носова и др., 2012; Горохов и др., 2019). Это не позволяет рассматривать их в качестве главных источников магмы для изучаемых монцонитов и гранит-порфиров.

Вулканыты ирендыкской и карамалыташской островодужных свит – производные надсубдукционного мантийного клина, слагающие верхнюю и среднюю части коры МОДТ, отличаются более высокой величиной $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{304} = 0.704$ – 0.706 и ϵNd_{304} (3.8–12.9). В целом, по нашим неопубликованным данным, к ним по изотопному составу Sr и Nd очень близки и более молодые вулканогенные и терригенные породы МОДТ, формировавшиеся на островодужной стадии (380–370 млн лет назад). Отметим, что в составе ряда островодужных комплексов, например в ирендыкском ($D_{1-2}\text{ems}-\text{ef}$) и шелудивогорском ($D_3\text{f}-\text{fm}$), встречаются субщелочные высококальциевые разности базальтов, андезитов и трахитов (Косарев и др., 2005, 2006).

Для изученных в обр. 701 (монцонит-порфир Шариповской группы) монофракций получены контрастные значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (от 0.113 в валовой навеске до 0.249 в амфиболе), позволяющие рассчитывать на изотопное Sm-Nd датирова-

ние. Но отсутствие изохронной зависимости свидетельствует о нарушении изотопной Sm-Nd системы, причиной которой могла быть специфичная метасоматическая проработка породы. Вопреки распространенному мнению об инертности Sm-Nd систем во время вторичных изменений последнее время появляется все больше свидетельств в пользу обратного. Например, установлено, что первичные Sm-Nd изотопные отношения в гнейсовом комплексе Акаста (Канада) неоднократно менялись в ходе орогенических событий (Fisher et al., 2020). На примере минералов (апатита, монацита, алланита) из гнейсов Cu-LREE-Au месторождения Си Куен (Вьетнам) показана значительная метасоматическая нарушение Sm-Nd системы (Li et al., 2018), вероятно обусловленная воздействием богатого хлором гидротермального флюида. Отметим, что в обр. 701 широко развит богатый и хлором, и фтором манганопатит. Таким образом, мы можем предположить, что метасоматическая проработка монцонит-порфира обр. 701 вызвала нарушение Sm-Nd изотопной системы, но слабо изменила Rb-Sr изотопную систему (по крайней мере практически не нарушила изохронную зависимость).

Значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ и ϵNd_i для обр. U_{18-86} из массива Каматал резко отличаются от основной группы (см. рис. 10), что свидетельствует о принадлеж-

ности данной пробы к другой породной ассоциации. Как уже отмечалось, в обр. U_{18-86} проявлена наложенная Fe-S минерализация, предположительно связанная с формированием Северо-Первомайского медно-порфирового проявления (Рахимов, 2021). Однако мы склонны полагать, что отношение массы наложенной рудной минерализации (гипотетически имеющей контрастный изотопный состав Sr) к массе гранита недостаточно для столь значительного смещения в изотопном составе относительно большинства каматалских проб. Следовательно, обр. U_{18-86} отражает изотопный состав другой генетической группы пород. Геохимические особенности этого образца, включая нормированное распределение на спайдер-диаграммах (см. рис. 5г; 6г) и концентрации сидерофильных элементов, близки к характеристикам пород массива Аушкуль. Это говорит о том, что в окрестностях массива Каматал развиты породы аушкульского типа, а сам массив может быть полихронным.

Особенности распределения микроэлементов в породах массива Аушкуль, безусловно, заслуживают отдельного внимания. Спектры распределения REE схожи с таковыми гранитов срединно-океанических хребтов, также имеющими низкое $(La/Yb)_N$ -отношение (Pearce et al., 1984; Jiang et al., 2001). Однако это едва ли не единственное сходство аушкульских гранит-порфиров с океаническими гранитами, поскольку все основные геохимические характеристики полностью противостоят такому родству (уровень содержаний MgO , CaO , K_2O , Y, Nb и др.). Бедные REE риолит-порфиры с низким $(La/Yb)_N$ -отношением отмечаются среди раннекаменноугольных вулканитов Магнитогорско-Богдановской рифтогенной структуры (Волчек, Червяковский, 2017). Также обедненные REE, включая легкую группу, и имеющие высокое содержание K_2O граниты известны на Блэк Хиллс в Южной Дакоте, США (граниты Харни Пик), происхождение которых связывают с неравновесным дегидратационным плавлением монацитсодержащих двуслюдяных сланцев при температуре, недостаточной для полного плавления биотита с включениями монацита, но достаточной для плавления мусковита (Nabelek, Glascock, 1995). Среди этих среднепротерозойских гранитов Харни Пик развиты обогащенные Nb и обедненные Ba разновидности, схожие с аушкульскими гранит-порфирами. Это обстоятельство позволяет предположить, что и в происхождении аушкульских гранит-порфиров могли участвовать монацитсодержащие метаосадочные источники. Такие породы могли быть только в составе рифейских осадочно-метаморфических комплексов континентального блока, подстилающие МОДТ, поскольку в породных ассоциациях МОДТ, хорошо обнаженных на дневной поверхности и доступных для прямого изучения, подобные источники неизвестны. Но имеющиеся ми-

нералогические и изотопно-геохимические данные не позволяют выделить конкретную породную ассоциацию.

Геохимическая эволюция постостроводужного гранитоидного магматизма Магнитогорской мегазоны с его смешанными надсубдукционными и внутримитными признаками хорошо прослеживается на бинарной диаграмме Nb–Y (рис. 11а). Наиболее ранние монцонит-порфиры Балбукского ареала (обр. 701, 701b) имеют низкое Nb/Y отношение (0.2–0.3). К ним близки габбродиориты Петропавловского массива в Ахуново-Петропавловском ареале и часть пород Магнитогорской рифтогенной серии. Низкие величины Nb/Y свойственны породам, источники которых связаны с зонами окраинно-континентальной субдукции (Холоднов и др., 2021б). Такие же соотношения Nb и Y имеют габброиды краснохтинского комплекса с Ar-Ar возрастом 357 ± 8 млн лет, происхождение которого связывают с магматизмом балбукского комплекса (Рязанцев и др., 2019). Более дифференцированные монцонит-порфиры МШГ и монцониты Балбукского массива имеют более высокие Nb/Y отношения – 0.7–1.0. Важно отметить, что тренды составов гранитоидов Балбукского ареала, имеющие высокие Nb/Y отношения (1.0–3.6), отличаются от трендов гранитов Ахуново-Петропавловского ареала (см. рис. 11а). В гранит-порфирах Аушкуля и Каматала возрастание содержаний Y происходит без изменений содержаний Nb, тогда как в других гранитоидах МОДТ концентрации этих элементов в основном увеличиваются одновременно. Такая особенность может быть связана с особыми условиями фракционирования расплавов Балбукских гранитоидов, при которых, например, Y мог удаляться из расплава вместе с редкоземельными минералами, а Ti-оксидные фазы, контролировавшие концентрацию Nb, остались в нем. Отметим, что в целом в поздних гранитоидах северной части Магнитогорской мегазоны начинают проявляться более характерные “внутриплитные” Nb/Y отношения (1–4).

Монцониты Балбука, монцонит-порфиры МШГ и гранит-порфиры Каматала характеризуются положительной корреляцией между Cr и Ni (см. рис. 11б), что типично для дифференцированных серий адакитовых пород разного происхождения (см., например: Petford, Atherton, 1996; Sajona et al., 2000; Wang et al., 2006). От них резко отличаются гранит-порфиры Аушкуля, что наряду с другими геохимическими особенностями указывает на иной тип источника и/или иные механизмы эволюции расплава. Наиболее бедны Cr и Ni гранит-порфиры массива Каматал, которые в отличие от остальных залегают вне зоны серпентинитового меланжа. Возможно, имела место *in situ* contamination, способствовавшая обогащению Cr и Ni аушкульских и особенно балбукских пород.

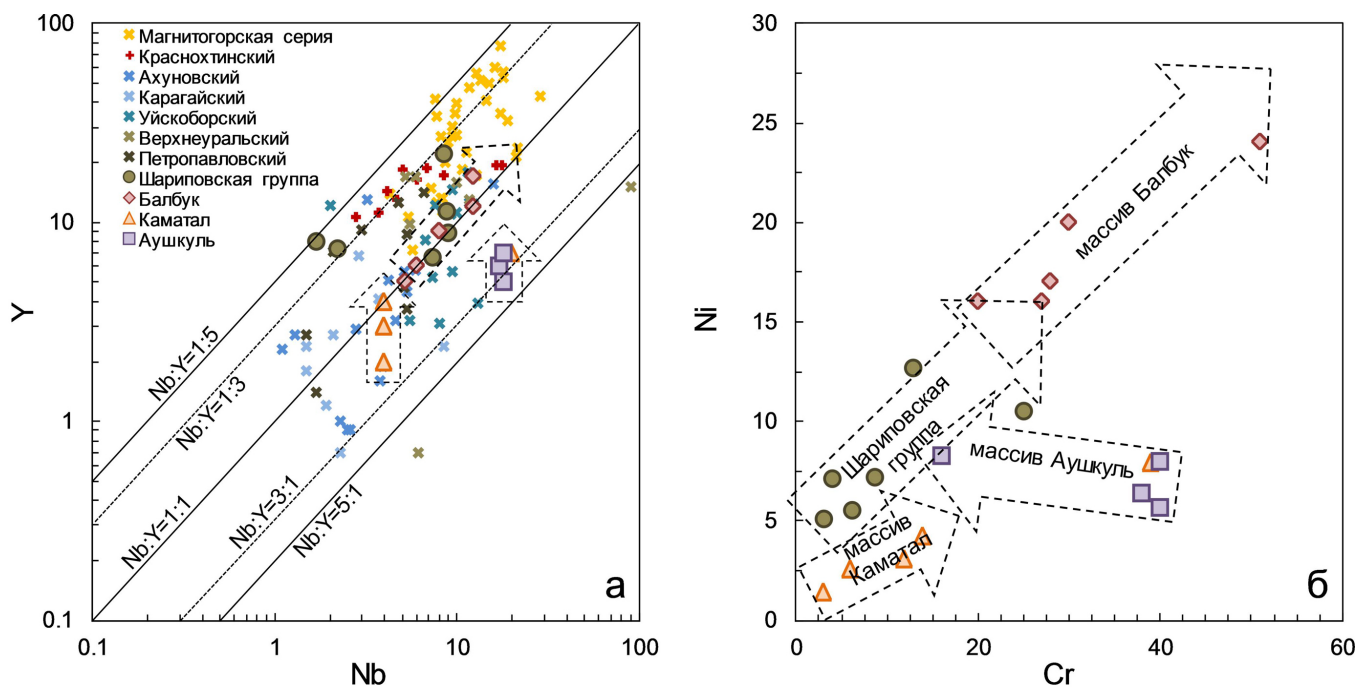


Рис. 11. Бинарные диаграммы Y–Nb (а) и Cr–Ni (б) для гранитоидов Балбукского ареала.

Прочие составы базитов и гранитоидов Магнитогорской мегазоны взяты из (Рязанцев и др., 2019; Салихов и др., 2019). Стрелками показаны тренды эволюции расплавов.

Fig. 11. Binary diagrams Y–Nb (a) and Cr–Ni (b) for granitoids of the Balbuk area.

Other compositions of basites and granitoids of the Magnitogorsk megazone are taken from (Ryazantsev et al., 2019; Salikhov et al., 2019). Arrows show the evolution trends of melts.

Геодинамические обстановки формирования монцонитов и гранитов Балбукского ареала

В изучении петрологии балбукских гранитоидов ключевой проблемой является выяснение механизма плавления источника. Решению этой проблемы способствует интерпретация геодинамических обстановок формирования пород, но в настоящее время нет общепринятых моделей позднепалеозойской эволюции геодинамики Южного Урала. После причленения Магнитогорского островодужного террейна к окраине Лавруссии, так или иначе признаваемого большинством геологов, последующие геотектонические события трактуются по-разному. В представлении (Иванов и др., 2000; Пучков, 2000, 2010) после закрытия зоны субдукции (падающей на восток) в позднем девоне–раннем карбоне аккрецированная окраина Лавруссии развивалась в режиме пассивной континентальной окраины. По мнению Г.А. Мизенса (2002), аккреция МОДТ к окраине континента (которой служил Уралтауский блок) произошла уже в среднем девоне, после чего возникла активная континентальная окраина с западным падением зоны субдукции. Этап формирования Уральского коллизион-

ного орогена начался в среднем или позднем карбоне (Иванов и др., 2000; Пучков, 2010; Фершта-тер, 2013).

На дискриминационных диаграммах монцони-тоиды Балбукского ареала полностью ложатся на поля надсубдукционных гранитов (рис. 12а, б). При этом наблюдается тенденция увеличения “коллизионных” и “внутриплитных” геохимических признаков в направлении от обедненных несовместимыми элементами монцонит-порфи-ров Шариповской группы (обр. 701 и 701b) к обогащенным (обр. 702–704), далее к монцонитам массива Балбук. В гранит-порфирах, особенно в массиве Аушкуль, более отчетливо проявляются коллизионные геохимические признаки (см. рис. 12б).

На всех существующих эволюционных палеогеодинамических схемах Южного Урала существуют те или иные структурно-вещественные противоречия, как, например, необъяснимый переход надсубдукционной плиты в субдуцированную (смена направления падения зоны субдукции), игнорирование некоторых офиолитовых поясов и других геологических образований, наличие которых трудно вписать в выбранную концепцию, и др. На рис. 13 показана упрощенная схема гео-

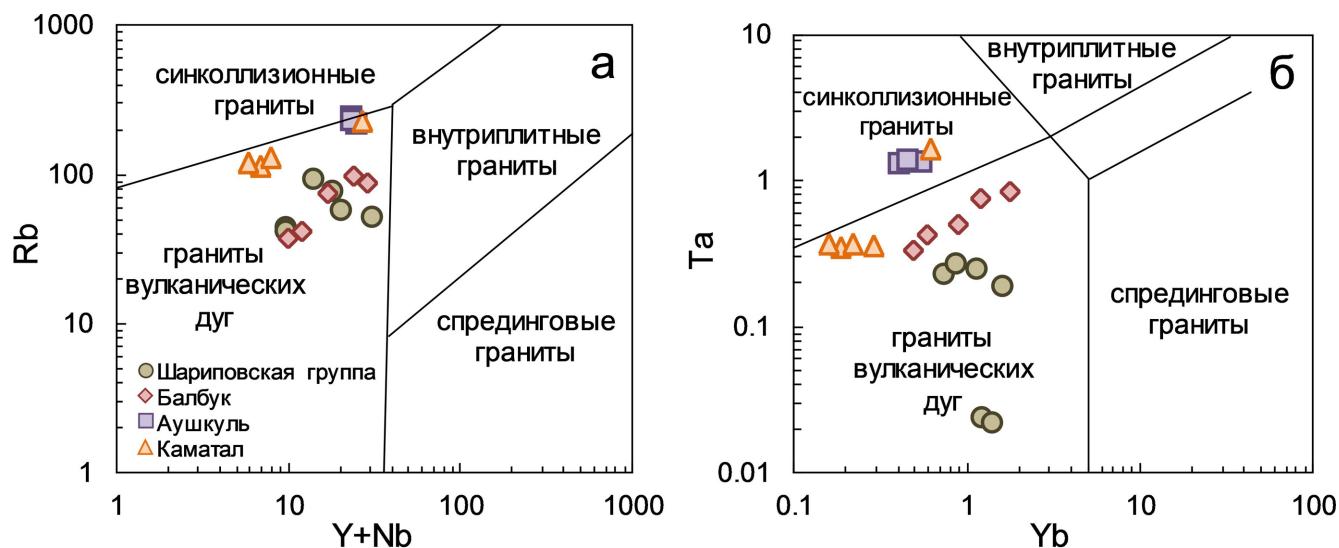


Рис. 12. Дискриминационные геотектонические диаграммы (Pearce et al., 1984) для монзонитов и гранитов Балбукского ареала.

Fig. 12. Discriminatory geotectonic diagrams (Pearce et al., 1984) for monzonites and granites of the Balbuk area.

динамической эволюции Южного Урала от позднего девона к позднему карбону, составленная нами с использованием материалов предшественников (Иванов и др., 2000; Пучков, 2000, 2010; Жданов и др., 2003). Представленная схема не претендует на исчерпывающую визуализацию палеогеотектонических событий и служит лишь для общего представления постостроводужного магматизма Магнитогорской мегазоны. Вместе с закрытием зоны субдукции в позднем девоне–раннем карбоне возникает аккреционно-коллизийный ороген, частично надвинутый на окраину палеоконтинента Лавруссия (см. рис. 13а). Заворот/откат части субдуцированной плиты (slab roll-back) и отрыв слэба (slab break-off), являющиеся вероятными вариантами эволюции зон субдукции (Blanckenburg, Davies, 1995; Sizova et al., 2019), могут объяснить продолжающееся влияние дегидратационного плавления мантии за счет воздействия флюидов из оторванного слэба. Это, возможно, провоцирует и плавление нижней утолщенной части коры МОДТ. С раннего карбона начинают формироваться так называемые центры длительного мантийно-корового взаимодействия – Ахуново-Петропавловский, Верхнеуральско-Кассельский и Балбукский ареалы (Холоднов и др., 2021а). Первыми возникли габбро-монзонит-сиенитовые ассоциации пород, структурное положение свидетельствует об их образовании после аккреции МОДТ. Возможно, появление монзонитоидов фиксирует начальную стадию деструкции позднедевонско-раннекаменноугольного аккреционно-коллизийного орогена. Различия в степени взаимодействия мантийных и коро-

вых магм, а также процессы фракционной кристаллизации при подъеме расплавов, могли обусловить имеющиеся геохимические вариации в изученных образцах. В раннем–среднем карбоне (см. рис. 13б) внутри МОДТ раскрывается, развивается и затем закрывается Магнитогорско-Богдановская рифтогенная структура. Функционирует бимодальный вулканизм и формируется Магнитогорская габбро-гранитная серия, имеющая черты мантийно-корового магматизма с преобладанием мантийных геохимических меток (Салихов и др., 2019). На севере Магнитогорской зоны магматизм этого типа не имел столь широкого распространения, вероятно в связи с эпирифтовым положением. Генератором мантийных магм мог служить астеносферный диапир (Blanckenburg, Davies, 1995) или верхнемантийный плюм, например вызванный плавлением стагнированного на границе верхней и нижней мантии слэба (Зорин и др., 2006). О глубинном происхождении магм, в частности, свидетельствует появление ультрамафит-мафитовых интрузий худолазовского Pt-Pd-Ni-носного комплекса в западном крыле Магнитогорской мегазоны (Салихов и др., 2019). В позднем карбоне (см. рис. 13в) начинается основной этап формирования Уральского орогена. Косое столкновение привело к возникновению локальных сдвиго-раздвиговых магмопроницаемых структур. За счет сближения Лавруссии и Казахстана формируется палеоконтинент Лавразия. Проявляются субщелочной и щелочной мантийно-коровый гранитоидный магматизм и анатексис. В частности, формируются гранитоидные массивы Аушкуль и Каматал Балбукского

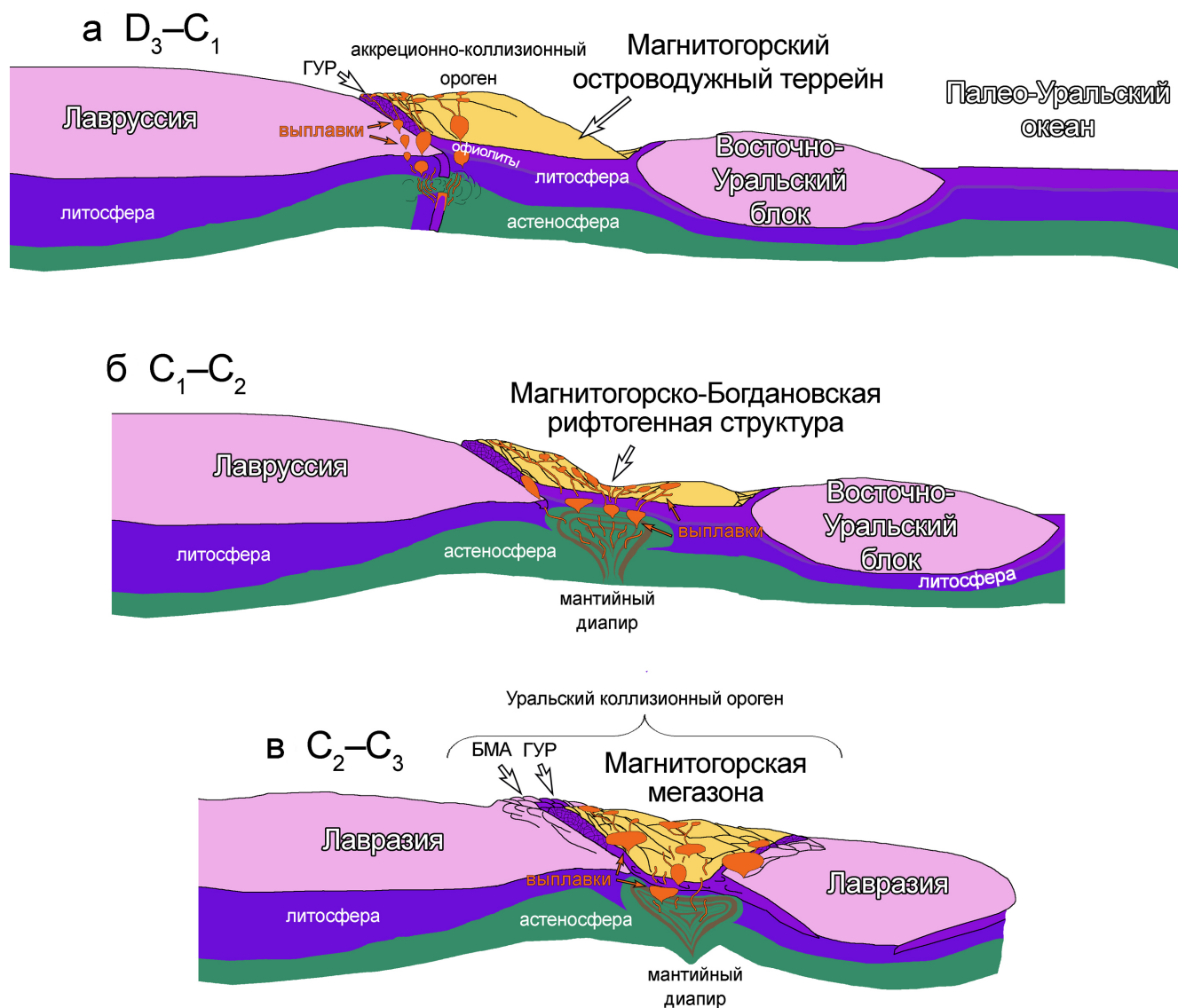


Рис. 13. Упрощенная схема геодинамической эволюции и магматизма Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Составлена по материалам (Иванов и др., 2000; Пучков, 2000, 2010; Жданов и др., 2003).

Fig. 13. A simplified scheme of geodynamic evolution and magmatism of the Magnitogorsk megazone in the Southern Urals. Compiled based on materials (Ivanov et al., 2000; Puchkov, 2000, 2010; Zhdanov et al., 2003).

ареала, а также гранитоиды Ахуново-Петропавловского ареала. Наличие позднекаменноугольных даек лампроитов и лампрофиров калымбаевского комплекса в северной части Магнитогорской мегазоны может свидетельствовать о влиянии мантийного плюма (Салихов и др., 2019).

ВЫВОДЫ

Получены новые и во многом первые минералого-геохимические и Sr-Nd изотопные данные для пород Балбукского гранитоидного ареала, включа-

ющего монцонит-порфиры и монцодиориты (Шариповская группа интрузий), монцонит-сиениты (Балбукский массив), субщелочные и щелочные гранит-порфиры (массивы Аушкуль и Каматал).

Геохимические и Sr-Nd изотопные данные свидетельствуют о том, что изученные монцонитоиды и гранитоиды связаны с коровым магматизмом, но различаются как по источникам, так и по механизмам дифференциации исходных расплавов. Монцонит-порфиры Шариповской группы ($I_{Sr} = 0.70355$, $\epsilon Nd_T = +3.95$) и монцониты массива Балбук ($I_{Sr} = 0.70422$), вероятно, имеют нижнеко-

ровый источник, который был связан с субдукционными процессами. Плавление такого источника, продуцировавшее монцониты и сиениты I-типа, могло произойти под влиянием флюидов оторванного слэба и утолщения коры при надвигании Магнитогорского островодужного террейна на окраину палеоконтинента Лавруссия. В исходном расплаве произошло фракционирование амфибола. Соотношения Sr и Y наряду с высокими $(La/Yb)_N$ отношениями характеризуют монцониты как адакитоподобные породы.

Субщелочные гранит-порфиры массивов Каматал и Аушкуль имеют существенно коровый источник, которым могли быть специфичные рифейские метаосадочные породы континентальной окраины и/или вулканогенно-осадочные породы, залегающие в основании Магнитогорского террейна. Гранит-порфиры массива Каматал, возможно имеющего полихронное строение, по изотопным отношениям ($I_{Sr} = 0.70424-70739$, $\epsilon Nd_T = +3.5...+6.3$) близки к гранитам Ахуново-Петропавловского ареала и имеют схожие геохимические характеристики с гранитами S-типа. Гранит-порфиры массива Аушкуль ($I_{Sr} = 0.70545$) также близки к S-гранитам, однако характеризуются специфичными геохимическими характеристиками с низким $(La/Yb)_N$ -отношением, указывающим либо на связь с монацитсодержащим метаосадочным субстратом, либо на глубокое фракционирование REE-содержащих фаз в исходном расплаве.

Монцонит-порфиры одного из мелких массивов Шариповской группы датированы по Rb-Sr минеральной изохроне возрастом 354.2 ± 1.4 млн лет, гранит-порфиры массива Каматал – по Rb-Sr изохроне 304 ± 29 млн лет. Эти и серия датировок предшественников по гранитоидам Ахуново-Петропавловского и Верхнеуральско-Кассельского ареалов позволяют выделить основные этапы мантийно-корового магматизма в северной части Магнитогорской мегазоны: 1) габбро-монцонит-сиенитовый (363–346 млн лет); 2) габбро-гранитовый (340–325); 3) субщелочной–щелочной гранитовый (307–294 млн лет). Широко проявлены первый этап, связанный с ранней деструкцией аккреционно-коллизийного орогена, и третий этап, отвечающий началу развития конечной структуры Уральского коллизийного орогена. Второй этап, соответствующий рифтогенной Магнитогорской габбро-гранитной серии, на севере мегазоны развит ограниченно.

Показано, что существование балбукского комплекса в том виде, котором это изображено на современных государственных геологических картах, неправомерно, поскольку в этот комплекс объединены разнообразные по морфологии и вещественному составу массивы, образовавшиеся из разных магм в разных геодинамических обстановках. В связи с этим предлагается отнести гранито-

идные массивы, ранее объединенные в многофазный балбукский комплекс, к Балбукскому гранитоидному ареалу как одному из постостроводужных центров длительного мантийно-корового взаимодействия, функционировавшего от раннего до позднего карбона. Непосредственно к балбукскому комплексу можно отнести лишь монцонит-сиенитовые ассоциации ареала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимов И.С., Сопко Л.Н., Ямаев Ф.А., Калташева И.И., Козлов В.И., Петров Ю.М. (1983) Отчет по геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 Северо-Учалинской площади (планшеты: N-40–48-B-6–г; N-40–59-B-6, г; N-40–60-A; N-40–72-A) за 1978–1983 гг.
- Аулов Б.Н., Владимирцева Ю.А., Гвоздик Н.И., Королькова З.Г., Левин Ф.Д., Липаева А.В., Потапова М.Н., Самозванцев В.А. (2015) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Изд. 2-е. Сер. Южно-Уральская. Л. N-40-XII Златоуст. Объясн. зап. М.: ВСЕГЕИ.
- Волчек Е.Н., Червяковский В.С. (2017) К вопросу о петрогеохимии вулканических пород кремнекислого состава из раннекаменноугольных отложений Магнитогорской зоны Южного Урала. *Тр. ИГТ УрО РАН*, вып. 164, 104–109.
- Горожанин В.М. (1995) Рубидий-стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1995. 23 с.
- Горожанин В.М. (1998) Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала. *Магматизм и геодинамика*. (Гл. ред. В.А. Коротеев). Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 98–108.
- Горохов И.М., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Аракелянц М.М., Ковач В.П., Константинова Г.В., Турченко Т.Л., Васильева И.М. (2019) Изотопная систематика и возраст аутигенных минералов в аргиллитах верхнерифейской инзерской свиты Южного Урала. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 27(2), 3–30.
- Жданов А.В., Ободов В.А., Макарьев Л.Б., Матюшков А.Д., Молчанова Е.В., Стромов В.А., Полянская Т.Л., Калташев А.П. (2003) Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 территории листа N-40-XXVIII (Учалинская площадь), 284 с.
- Знаменский С.Е., Холоднов В.В., Даниленко С.А. (2014) Rb-Sr данные по околорудным метасоматитам месторождения золота Малый Каран (Южный Урал). *Геол. сб.*, 11, 202–205.
- Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Рассказов С.В., Иванов А.В. (2006) О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии. *Геология и геофизика*, 47(10), 1060–1074.
- Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ерохин Ю.В. (2000) Тектоника и магматизм коллизийной стадии (на примере Среднего Урала). *Екатеринбург*, УрО РАН, 131 с.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2005) Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов магнито-

- горской зоны в геодинамическом контексте. *Литосфера*, (4), 22-41.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2006) Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов магнитогорской мегазоны в геодинамическом контексте. *Литосфера*, (1), 3-21.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М. (2018) Цирконы и цирконовая геохронология габбро Нуралинского массива (Южный Урал). *Литосфера*, (4), 574-584.
- Краснобаев А.А., Русин А.И., Анфилов В.Н., Вализер П.М., Бушарина С.В., Медведева Е.В. (2017) Цирконология лерцолитов Нуралинского массива. *Докл. АН*, 474(5), 593-598.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Лепихина О.П. (2003) Источники сноса рифейских бассейнов седиментации области сочленения Русской платформы и Южного Урала: синтез петрографических, петро- и геохимических данных. *Докл. АН*, 389(2), 219-222.
- Мизенс Г.А. (2002) Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне–ранней перми Юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 189 с.
- 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. (2019) Раннекембрийский сиенитовый и монзонитовый магматизм на юго-востоке Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования. *Петрология*, 27(4), 357-400.
- Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., Ларионова Ю.О., Горожанин В.М., Ковалев С.Г. (2012) Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение. *Петрология*, 20(4), 392-428.
- Петрографический кодекс России (2009). СПб.: ВСЕГЕИ, 200 с.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. М.; Уфа: Гилем, 146 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья. Актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Белова А.А., Готтман И.А. (2010) Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования. *Литосфера*, (5), 101-133.
- Рахимов И.Р. (2021) Минералогия метасоматизированных гранитов массива Каматал (северная часть Магнитогорской мегазоны). *Геол. вестн.*, 2, 106-121.
- Рязанцев А.В., Новиков И.А., Разумовский А.А. (2019) Каменноугольный окраинно-континентальный мафит-ультрамафитовый комплекс параллельных даек Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал). *Изв. вузов. Геология и разведка*, (3), 42-50. <https://doi.org/10.32454/0016-7762-2019-3-42-50>
- Салихов Д.Н., Митрофанов Д.А. (1994) Интрузивный магматизм верхнего девона–нижнего карбона Магнитогорского метасинклиналия (Южный Урал). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. 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. М.: Наука, 392 с.
- Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И. (2001) Интерпретация геохимических данных. М.: Интермет инжиниринг, 287 с.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Шардакова Г.Ю. (2017) Рифейский магматизм и рудообразование, предшествующие раскрытию Уральского палеоокеана (западный склон Южного Урала). *Литосфера*, 17(2), 5-26.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Каллистов Г.А., Шардакова Г.Ю., Салихов Д.Н., Коновалова Е.В. (2021a) 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.
- Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Пучков В.Н., Петров Г.А., Шагалов Е.С., Салихов Д.Н., Коровко А.В., Рахимов И.Р., Бородин Н.С. (2021b) Палеозойский гранитоидный магматизм Урала как отражение этапов геодинамической и геохимической эволюции коллизионного орогена. *Геодинамика и тектонофизика*, 12(2), 225-245. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0522>
- Шарпенков 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.
- Bacon C.R., Druitt T.H. (1988) Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 224-256. <https://doi.org/10.1007/BF00402114>
- Blanckenburg F. von, Davies J.H. (1995) Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14(1), 120-131. <https://doi.org/10.1029/94TC02051>
- Carvalho B.B., Janasi V.D.A., Henrique-Pinto R. (2014) 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*, 205, 39-59. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.016>
- Chappell B.J., White A.J.R. (1974) Two Contrasting Granite Types. *Pac. Geol.*, 8, 173-174.
- Chappell B.W. (1999) Aluminum Saturation in I- and S-type Granites and the Characterization of Fractionated Haplogranites. *Lithos*, 46(3), 535-551. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00086-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00086-3)
- Chappell B.W., White A.J.R. (2001) Two contrasting granite types: 25 years later. *Austral. J. Earth Sci.*, 48, 489-499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1992) An introduction to the rock forming minerals. Harlow, UK: Addison Wesley Longman, 696 p.
- Defant M.J., Drummond M.S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662. <https://doi.org/10.1038/347662a0>

- org/10.1038/347662a0
- Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K. (1996) Petrogenesis of slab-derived trondhjemite–tonalite–dacite/adakite magmas. *Earth Environ. Sci. Trans. Royal Soc. of Edinburgh*, **87**(1-2), 205-215.
- Eby G.N. (1990) The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, **26**(1-2), 115-134.
- Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**(7), 641-644.
- Ewart A., Griffin W.L. (1994) Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks. *Chem. Geol.*, **117**(1-4), 251-284. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90131-7](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90131-7)
- Fisher C.M., Bauer A.M., Vervoort J.D. (2020) Disturbances in the Sm–Nd isotope system of the Acasta Gneiss complex – implications for the Nd isotope record of the early Earth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **530**, 115900. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115900>
- Frost C.D., Frost B.R., Chamberlain K.R., Edwards B.R. (1999) Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming, USA: a reduced rapakivi-type anorogenic granite. *J. Petrol.*, **40**(12), 1771-1802. <https://doi.org/10.1093/petroj/40.12.1771>
- Gahlan H., Azer M., Asimow P., Al-Kahtany K. (2016) Late Ediacaran post-collisional A-type syenites with shoshonitic affinities, northern Arabian-Nubian Shield: a possible mantle-derived A-type magma. *Arab. J. Geosci.*, **9**, 603. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2629-x>
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresh W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**(11-12), 2031-2048. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4276>
- Jiang C., Wu W., Li L., Mu Y., Bai K., Zhao X. (2001) Tectonic Evolution of the Eastern Southern Tianshan Mountain. Beijing, Geological Publishing House.
- Jung S., Hoernes S., Hoffer E. (2005) 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.*, **113**(6), 651-672. <http://dx.doi.org/10.1086/467475>
- Kong H., Li H., Wu Q.H., Xi X.S., Dick J.M., Gabo-Ratio J.A.S. (2018) Co-development of Jurassic I-type and A-type granites in southern Hunan, South China: dual control by plate subduction and intraplate mantle upwelling. *Geochemistry*, **78**(4), 500-520. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2018.08.002>
- Kuang G., Xu C., Wei C., Shi A., Li Z., Fan C. (2021) Petrogenesis of Paleoproterozoic alkali-feldspar granites associated with alkaline rocks from the Trans-North China Orogen. *Precamb. Res.*, **366**, 106-427.
- 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*, **205**, 208-235.
- Li X.-C., Zhou M.-Z., Yang Y.-H., Zhao X.-F., Gao J.-F. (2018) Disturbance of the Sm–Nd isotopic system by metasomatic alteration: A case study of fluorapatite from the Sin Quyen Cu–LREE–Au deposit, Vietnam. *Amer. Miner.*, **103**(9), 1487-1496. <https://doi.org/10.2138/am-2018-6501>
- López de Luchi M.G., Siegesmund S., Wemmer K., Nolte N. (2017) Petrogenesis of the postcollisional Middle Devonian monzonitic to granitic magmatism of the Sierra de San Luis, Argentina. *Lithos*, **288-289**, 191-213. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.05.018>
- Lyubetskaya T., Korenaga J. (2007) Chemical composition of earth’s primitive mantle and its variance. *J. Geophys. Res.*, **112**, 1-21. <https://doi.org/10.1029/2005JB004224>
- Maniar P.D., Piccoli P.M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**, 635-643.
- Matsui Y., Onuma N., Nagasawa H., Higuchi H., Banno S. (1977) Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma. *Bull. Soc. Fr. Mineral Crystallogr.*, **100**, 315-324.
- Misra S., Sarkar S.S. (1991) Linear discrimination among M-, I-, S- and A-granites. *Indian J. Earth Sci.*, **18**, 84-93.
- Morimoto N. (1988) Nomenclature of Pyroxenes. *Mineral. Petrol.*, **39**, 55-76.
- Muir R.J., Weaver S.D., Bradshaw J.D., Eby G.N., Evans J.A. (1995) The Cretaceous Separation Point batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. *Geol. Soc.*, **152**(4), 689-701. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.152.4.0689>
- Nabelek P., Glascock M. (1995) REE-Depleted Leucogranites, Black Hills, South Dakota: a Consequence of Disequilibrium Melting of Monazite-Bearing Schists. *J. Petrol.*, **36**(4), 1055-1071. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.1055>
- Nash W., Crecraft H. (1985) Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 2309-2322.
- Patino-Douce A.E. (1999) Generation of metaluminous A-type granites by low pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, **25**, 743-746.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Petrology*, **25**(4), 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Peccerillo A., Taylor S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**, 63-81.
- Peng P., Zhai M.I., Guo J., Zhang H., Zhang Y. (2008) Petrogenesis of Triassic post-collisional syenite plutons in the Sino-Korean craton: an example from North Korea. *Geol. Mag.*, **145**, 637-647.
- Petford N., Atherton M. (1996) Na-rich Partial Melts from Newly Underplated Basaltic Crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *J. Petrol.*, **37**(6), 1491-1521. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.6.1491>
- Philpotts J.A., Schnetzler C.C. (1970) Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with application to anorthosite end basalt genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 307-322.
- Puchkov V.N., Ronkin Yu.L., Sergeeva N.D. (2024) Basalts of the Riphean Sequences of the Bashkirian Meganticlinorium, South Urals: New 147Sm–143Nd and Rb–Sr ID-TIMS Isotopic Constraints. *Dokl. Earth Sci.*, **518**, 1479-1488. <https://doi.org/10.1134/S1028334X24602372>
- Sajona F.G., Maury R.C., Pubellier M., Leterrier J., Bellon H., Cotten J. (2000) Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines). *Lithos*, **54**(3), 173-206.
- Scarrow J.H., Spadea P., Cortesogno L., Savelieva G., Gag-

- gero L. (2000) Geochemistry of garnet metagabbros from the Mindyak ophiolite massif, Southern Urals. *Ofioliti*, **25**(2), 103-115.
- Siedner G. (1965) Geochemical features of a strongly fractionated alkali igneous suite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**(2), 113-137.
- Sizova E., Hauzenberger C., Fritz H., Faryad S.W., Gerya T. (2019) Late Orogenic Heating of (Ultra)High Pressure Rocks: Slab Rollback vs. Slab Breakoff. *Geosci.*, **9**, 499. <https://doi.org/10.3390/geosciences9120499>
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. (2002) Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the forearc-arc complex. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, **132**, 101-134. <https://doi.org/10.1029/132GM07>
- Su Y., Tang H., Sylvester P.J., Liu C., Qu W., Hou G., Cong F. (2007) Petrogenesis of Karamaili alkaline A-type granites from East Junggar, Xinjiang (NW China) and their relationship with tin mineralization. *Geochem. J.*, **41**(5), 341-357.
- Tischendorf G., Forster H.-J., Gottesmann B., Rieder M. (2007) True and brittle micas: composition and solid-solution series. *Mineral. Mag.*, **71**, 285-320.
- Wang Q., Xu J.-F., Jian P., Bao Z.-W., Zhao Z.-H., Li C.-F., Xiong X.-L., Ma J.-L. (2006) Petrogenesis of Adakitic Porphyries in an Extensional Tectonic Setting, Dexing, South China: Implications for the Genesis of Porphyry Copper Mineralization. *J. Petrol.*, **47**(1), 119-144. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi070>
- Wang Q., Zhao Z.-H., Bao Z.-W., Xu J.-F., Liu W., Li C.F., Bai Z.-H., Xiong X.L. (2004) Geochemistry and Petrogenesis of the Tongshankou and Yinzu Adakitic Intrusive Rocks and the Associated Porphyry Copper-Molybdenum Mineralization in Southeast Hubei, East China. *Res. Geol.*, **54**, 137-152. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2004.tb00195.x>
- Whalen J.B., Curri K.L., Chappell B.W. (1987) A-Type Granites Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, 407-419.
- Wittke W., Sykes R. (1990) Rock mechanics. Berlin: Springer, 587 p.
- Wu F., Liu X., Jia W., Lei Y. (2017) Highly fractionated granites: Recognition and research. *Sci. China Earth Sci.*, **60**, 1201-1219. <https://doi.org/10.1007/s11430-016-5139-1>
- Blankenburt F. von, Davies J.H. (1995) Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, **14**(1), 120-131. <https://doi.org/10.1029/94TC02051>
- Carvalho B.B., Janasi V.D.A., Henrique-Pinto R. (2014) 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*, **205**, 39-59. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.016>
- Chappell B.J., White A.J.R. (1974) Two Contrasting Granite Types. *Pac. Geol.*, **8**, 173-174.
- Chappell B.W. (1999) Aluminum Saturation in I- and S-type Granites and the Characterization of Fractionated Haplogranites. *Lithos*, **46**(3), 535-551. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00086-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00086-3)
- Chappell B.W., White A.J.R. (2001) Two contrasting granite types: 25 years later. *Austral. J. Earth Sci.*, **48**, 489-499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1992) An introduction to the rock forming minerals. Harlow, UK, Addison Wesley Longman, 696 p.
- Defant M.J., Drummond M.S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, **347**, 662. <https://doi.org/10.1038/347662a0>
- Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskis P.K. (1996) Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Earth Environ. Sci. Trans. Royal Soc. of Edinburgh*, **87**(1-2), 205-215.
- Eby G.N. (1990) The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, **26**(1-2), 115-134.
- Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**(7), 641-644.
- Ewart A., Griffin W.L. (1994) Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks. *Chem. Geol.*, **117**(1-4), 251-284. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90131-7](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90131-7)
- Fershtater G.B. (2013) Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals. Yekaterinburg, RIO UrO RAN, 368 p. (In Russ.)
- Fisher C.M., Bauer A.M., Vervoort J.D. (2020) Disturbances in the Sm-Nd isotope system of the Acasta Gneiss complex – implications for the Nd isotope record of the early Earth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **530**, 115900. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115900>
- Frost C.D., Frost B.R., Chamberlain K.R., Edwards B.R. (1999) Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming, USA: a reduced rapakivi-type anorogenic granite. *J. Petrol.*, **40**(12), 1771-1802. <https://doi.org/10.1093/petrology/40.12.1771>
- Gahlan H., Azer M., Asimow P., Al-Kahtany K. (2016) Late Ediacaran post-collisional A-type syenites with shoshonitic affinities, northern Arabian-Nubian Shield: a possible mantle-derived A-type magma. *Arab. J. Geosci.*, **9**, 603. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2629-x>
- Gorokhov I.M., Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Arakelyants M.M., Kovach V.P., Konstantinova G.V., Turchenko T.L., Vasilyeva I.M. (2019) Isotopic systematics and age of authigenic minerals in mudstones of the Upper Riphean Inzerskaya suite of the Southern Urals. *Stratigrafiya. Geol. korrelyatsiya*, **27**(2), 3-30. (In Russ.)

REFERENCES

Anisimov I.S., Sopko L.N., Yamaev F.A., Kaltasheva I.I., Kozlov V.I., Petrov Yu.M. (1983) Report on additional geological study of the 1 : 50 000 scale of the Severo-Uchalinskaya area (tablets: N-40-48-B-6-r; N-40-59-B-6, r; N-40-60-A; N-40-72-A) for 1978-1983, 1983. (In Russ.)

Aulov B.N., Vladimirtseva Yu.A., Gvozdk N.I., Korolkova Z.G., Levin F.D., Lipaeva A.V., Potashova M.N., Samozvantsev V.A. (2015) State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. Second edition. South Ural Series. Sheet N-40-XII Zlatoust. Explanatory note. Moscow, VSEGEI. (In Russ.)

Bacon C.R., Druitt T.H. (1988) Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**, 224-256. <https://doi.org/10.1007/BF00402114>

- Russ.)
- Gorozhanin V.M. (1995) Rubidium-strontium isotope method in solving problems of the geology of the Southern Urals. Abstract Cand. geol. and min. sci. diss. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 23 p. (In Russ.)
- Gorozhanin V.M. (1998) Primary isotopic composition of strontium in igneous complexes of the Southern Urals. *Magmatism and Geodynamics*. (Ed. by V.A. Koroteyev). Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 98-108. (In Russ.)
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresh W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**(11-12), 2031-2048. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4276>
- Ivanov K.S., Smirnov V.N., Erokhin Yu.V. (2000) Tectonics and magmatism of the collisional stage (using the Middle Urals as an example). Yekaterinburg, UrO RAN, 131 p. (In Russ.)
- Jiang C., Wu W., Li L., Mu Y., Bai K., Zhao X. (2001) Tectonic Evolution of the Eastern Southern Tianshan Mountain. Beijing, Geological Publishing House.
- Jung S., Hoernes S., Hoffer E. (2005) 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.*, **113**(6), 651-672. <http://dx.doi.org/10.1086/467475>
- Kholodnov V.V., Fershtater G.B., Shagalov E.S., Shardakova G.Yu. (2017) Riphean magmatism and ore formation preceding the opening of the Ural paleocean (western slope of the Southern Urals). *Lithosphere Russia*, **17**(2), 5-26. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Kallistov G.A., Shardakova G.Yu., Salikhov D.N., Konovalova E.V. (2021a) Akhunovo-Petrovavlovsk granitoid area as a marginal-continental center of long-term mantle-crust interaction: the role of subduction and rift-plume sources. *Geologiya i geofizika*, **62**(6), 800-820. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Shardakova G.Yu., Puchkov V.N., Petrov G.A., Shagalov E.S., Salikhov D.N., Korovko A.V., Rakhimov I.R., Borodina N.S. (2021b) Paleozoic granitoid magmatism of the Urals as a reflection of the stages of geodynamic and geochemical evolution of a collisional orogen. *Geodinamika i tektonofizika*, **12**(2), 225-245. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0522>
- Kong H., Li H., Wu Q.H., Xi X.S., Dick J.M., Gabo-Ratio J.A.S. (2018) Co-development of Jurassic I-type and A-type granites in southern Hunan, South China: dual control by plate subduction and intraplate mantle upwelling. *Geochemistry*, **78**(4), 500-520. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2018.08.002>
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. (2005) Petrological and geochemical features of the Early Devonian-Eifelian island-arc volcanics of the Magnitogorsk zone in a geodynamic context. *Lithosphere Russia*, (4), 22-41. (In Russ.)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. (2006) Petrological and geochemical features of the Middle Devonian-Early Carboniferous island-arc and collisional volcanics of the Magnitogorsk megazone in a geodynamic context. *Lithosphere Russia*, (1), 3-21. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Anfilogov V.N., Valizer P.M., Busharina S.V., Medvedeva E.V. (2017) Zirconology of lherzolites of the Nurali massif. *Dokl. AN*, **474**(5), 593-598. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Valizer P.M. (2018) Zircons and zircon geochronology of gabbro of the Nurali massif (Southern Urals). *Lithosphere Russia*, (4), 574-584. (In Russ.)
- Kuang G., Xu C., Wei C., Shi A., Li Z., Fan C. (2021) Petrogenesis of Paleoproterozoic alkali-feldspar granites associated with alkaline rocks from the Trans-North China Orogen. *Precamb. Res.*, **366**, 106-127.
- 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*, **205**, 208-235.
- Li X.-C., Zhou M.-Z., Yang Y.-H., Zhao X.-F., Gao J.-F. (2018) Disturbance of the Sm-Nd isotopic system by metasomatic alteration: A case study of fluorapatite from the Sin Quyen Cu-LREE-Au deposit, Vietnam. *Amer. Miner.*, **103**(9), 1487-1496. <https://doi.org/10.2138/am-2018-6501>
- López de Luchi M.G., Siegesmund S., Wemmer K., Nolte N. (2017) Petrogenesis of the postcollisional Middle Devonian monzonitic to granitic magmatism of the Sierra de San Luis, Argentina. *Lithos*, **288-289**, 191-213. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.05.018>
- Lyubetskaya T., Korenaga J. (2007) Chemical composition of earth's primitive mantle and its variance. *J. Geophys. Res.*, **112**, 1-21. <https://doi.org/10.1029/2005JB004224>
- Maniar P.D., Piccoli P.M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**, 635-643.
- Maslov A.V., Ronkin Yu.L., Krupenin M.T., Gareev E.Z., Lepikhina O.P. (2003) Propagation sources of the Riphean sedimentation basins of the junction of the Russian Platform and the Southern Urals: synthesis of petrographic, petro- and geochemical data. *Dokl. AN*, **389**(2), 219-222. (In Russ.)
- Matsui Y., Onuma N., Nagasawa H., Higuchi H., Banno S. (1977) Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma. *Bull. Soc. Fr. Mineral Crystallogr.*, **100**, 315-324.
- Misra S., Sarkar S.S. (1991) Linear discrimination among M-, I-, S- and A-granites. *Indian J. Earth Sci.*, **18**, 84-93.
- Mizens G.A. (2002) Sedimentation basins and geodynamic settings in the Late Devonian-Early Permian of the Southern Urals. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 189 p. (In Russ.)
- Morimoto N. (1988) Nomenclature of Pyroxenes. *Mineral. Petrol.*, **39**, 55-76.
- Muir R.J., Weaver S.D., Bradshaw J.D., Eby G.N., Evans J.A. (1995) The Cretaceous Separation Point batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. *Geol. Soc.*, **152**(4), 689-701. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.152.4.0689>
- Nabelek P., Glascock M. (1995) REE-Depleted Leucogranites, Black Hills, South Dakota: a Consequence of Disequilibrium Melting of Monazite-Bearing Schists. *J. Petrol.*, **36**(4), 1055-1071. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.1055>
- Nash W., Crecraft H. (1985) Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 2309-2322.
- Nosova A.A., Sazonova L.V., Kargin A.V., Larionova Yu.O., Gorozhanin V.M., Kovalev S.G. (2012) Mesoproterozoic intraplate igneous province of the Western Urals: main

- petrogenetic rock types and their origin. *Petrologiya*, **20**(4), 392-428. (In Russ.)
- 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. (2019) Early Cambrian syenite and monzonite magmatism in the southeast of the East European Platform: petrogenesis and tectonic setting of formation. *Petrologiya*, **27**(4), 357-400. (In Russ.)
- Patino-Douce A.E. (1999) Generation of metaluminous A-type granites by low pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, **25**, 743-746.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Petrology*, **25**(4), 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Peccerillo A., Taylor S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**, 63-81.
- Peng P., Zhai M.L., Guo J., Zhang H., Zhang Y. (2008) Petrogenesis of Triassic post-collisional syenite plutons in the Sino-Korean craton: an example from North Korea. *Geol. Mag.*, **145**, 637-647.
- Petford N., Atherton M. (1996) Na-rich Partial Melts from Newly Underplated Basaltic Crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *J. Petrol.*, **37**(6), 1491-1521. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.6.1491>
- Petrographic Code of Russia (2009). Saint Petersburg, VSEGEI, 200 p. (In Russ.)
- Philpotts J.A., Schnetzler C.C. (1970) Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with application to anorthosite end basalt genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 307-322.
- Puchkov V.N. (2000) Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals. Moscow; Ufa, Gilem Publ., 146 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and the Urals. Actual issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny. Ufa, DesignPoligrafService, 280 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N., Ronkin Yu.L., Sergeeva N.D. (2024) Basalts of the Riphean Sequences of the Bashkirian Meganticlinorium, South Urals: New ¹⁴⁷Sm–¹⁴³Nd and Rb–Sr ID-TIMS Isotopic Constraints. *Dokl. Earth Sci.*, **518**, 1479-1488. <https://doi.org/10.1134/S1028334X24602372>
- Pushkarev E.V., Ryazantsev A.V., Tretyakov A.A., Belova A.A., Gottman I.A. (2010) Garnet ultramafites and mafites in the Main Ural Fault zone in the Southern Urals: petrology, age and formation problem. *Lithosphere Russia*, (5), 101-133. (In Russ.)
- Rakhimov I.R. (2021) Mineralogy of metasomatized granites of the Kamatalan massif (northern part of the Magnitogorsk megazone). *Geol. vestn.*, **2**, 106-121. (In Russ.)
- Ryazantsev A.V., Novikov I.A., Razumovsky A.A. (2019) Carboniferous continental marginal mafic-ultramafic complex of parallel dikes of the West Magnitogorsk zone (Southern Urals). News of higher educational institutions. *Izv. vuzov. Geologiya i razvedka*, (3), 42-50. (In Russ.) <https://doi.org/10.32454/0016-7762-2019-3-42-50>
- Sajona F.G., Maury R.C., Pubellier M., Leterrier J., Bellon H., Cotten J. (2000) Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines). *Lithos*, **54**(3), 173-206.
- Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019) Magnitogorsk zone of the Southern Urals in the Late Paleozoic: magmatism, fluid regime, metallogeny, geodynamics. Moscow, Nauka Publ., 392 p. (In Russ.)
- Salikhov D.N., Mitrofanov D.A. (1994) Intrusive magmatism of the Upper Devonian–Lower Carboniferous of the Magnitogorsk megasynclinorium (Southern Urals). Ufa, IG UNTs RAN, 1994. 142 p. (In Russ.)
- Scarrow J.H., Spadea P., Cortesogno L., Savelieva G., Gaggero L. (2000) Geochemistry of garnet metagabbros from the Mindyak ophiolite massif, Southern Urals. *Ofoliti*, **25**(2), 103-115.
- Sharpenok L.N., Kostin A.E., Kukharensky E.A. (2013) TAS diagram sum of alkalis - silica for chemical classification and diagnostics of plutonic rocks. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*, (56), 40-50. (In Russ.)
- Siedner G. (1965) Geochemical features of a strongly fractionated alkali igneous suite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**(2), 113-137.
- Sizova E., Hauzenberger C., Fritz H., Faryad S.W., Gerya T. (2019) Late Orogenic Heating of (Ultra)High Pressure Rocks: Slab Rollback vs. Slab Breakoff. *Geosci.*, **9**, 499. <https://doi.org/10.3390/geosciences9120499>
- 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. (2001) Interpretation of geochemical data. Moscow, Internet Engineering Publ., 287 p. (In Russ.)
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. (2002) Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the forearc-arc complex. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, **132**, 101-134. <https://doi.org/10.1029/132GM07>
- Su Y., Tang H., Sylvester P.J., Liu C., Qu W., Hou G., Cong F. (2007) Petrogenesis of Karamaili alkaline A-type granites from East Junggar, Xinjiang (NW China) and their relationship with tin mineralization. *Geochem. J.*, **41**(5), 341-357.
- Tischendorf G., Forster H.-J., Gottesmann B., Rieder M. (2007) True and brittle micas: composition and solid-solution series. *Mineral. Mag.*, **71**, 285-320.
- Volchek E.N., Chervyakovsky V.S. (2017) On the petrogeochemistry of volcanic rocks of siliceous composition from the Early Carboniferous deposits of the Magnitogorsk zone of the Southern Urals. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 164, 104-109. (In Russ.)
- Wang Q., Xu J.-F., Jian P., Bao Z.-W., Zhao Z.-H., Li C.-F., Xiong X.-L., Ma J.-L. (2006) Petrogenesis of Adakitic Porphyries in an Extensional Tectonic Setting, Dexing, South China: Implications for the Genesis of Porphyry Copper Mineralization. *J. Petrol.*, **47**(1), 119-144. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi070>
- Wang Q., Zhao Z.-H., Bao Z.-W., Xu J.-F., Liu W., Li C.F., Bai Z.-H., Xiong X.L. (2004) Geochemistry and Petrogenesis of the Tongshankou and Yinzu Adakitic Intrusive Rocks and the Associated Porphyry Copper-Molybdenum Mineralization in Southeast Hubei, East China. *Res. Geol.*, **54**, 137-152. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2004.tb00195.x>
- Whalen J.B., Curri K.L., Chappell B.W. (1987) A-Type Granites Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, 407-419.
- Wittke W., Sykes R. (1990) Rock mechanics. Berlin, Springer, 587 p.

- Wu F., Liu X., Jia W., Lei Y. (2017) Highly fractionated granites: Recognition and research. *Sci. China Earth Sci.*, **60**, 1201-1219. <https://doi.org/10.1007/s11430-016-5139-1>
- Zhdanov A.V., Obodov V.A., Makaryev L.B., Matyushkov A.D., Molchanova E.V., Stromov V.A., Polyanskaya T.L., Kaltashev A.P. (2003) Additional geological study of the scale 1 : 200 000 and preparation for publication of the state geological map-200 of the territory of sheet N-40-XXVIII (Uchalinskaya area), 284 p. (In Russ.)
- Znamensky S.E., Kholodnov V.V., Danilenko S.A. (2014) Rb-Sr data on wallrock metasomatites of the Maly Karan gold deposit (Southern Urals). *Geol. sb.*, **11**, 202-205. (In Russ.)
- Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M., Rasskazov S.V., Ivanov A.V. (2006) On the nature of Cenozoic upper mantle plumes in Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia. *Geologiya i geofizika*, **47**(10), 1060-1074. (In Russ.)