

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ГРАНИТНЫЕ СИСТЕМЫ МОНГОЛИИ: ВОЗРАСТ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, РУДОНОСНОСТЬ И ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

В.С. Антипин¹, Л.В. Кущ¹, Д. Одгэрэл², Н.В. Шептякова¹, В.Б. Хубанов³, О.Ю. Белозерова¹

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

²Institute of Geology, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar 15160, Mongolia

³Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия

На основании сравнительного анализа полученных ранее и новых геологических данных, возраста, минерального состава и петролого-геохимических особенностей массивов известково-щелочных гранитоидов и редкометалльных гранитов Li-F типа показано их развитие в широком возрастном интервале при формировании мезозойских ареалов гранитоидного магматизма. Проведен минералого-геохимический анализ эволюции массивов палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда (Бага-Хэнтэйский (MZ_1) и Их-Наротин-Хидский (MZ_2)) и интрузий редкометалльных литий-фтористых гранитов Центральной и Восточной Монголии, а также определены их петролого-геохимические различия. В результате закрытия Монголо-Охотского бассейна с образованием крупных массивов известково-щелочных гранитоидов, очевидно, связанными с коллизионными процессами, не фиксируется значительного обогащения поздних фаз гранитов литофильными и рудными элементами. В пределах периферийных зон MZ_1 и MZ_2 магматических ареалов оруденение часто ассоциирует с многофазными массивами и малыми интрузиями редкометалльных Li-F гранитов Монголии. Редкометалльным гранитам свойственно снижение величин индикаторных K/Rb, Nb/Ta, Zr/Hf отношений и характерным является закономерный рост концентраций F, Li, Rb, Cs, Sn, W, Be, Ta, Nb при процессах эволюции магм Li-F типа. В большинстве интрузий рудоносных редкометалльных Li-F гранитов установлены существенные вариации содержаний Sn и W в магматических и особенно метасоматических породах. На магматическом этапе в зональных массивах и интрузиях в значительной мере как Sn, так и W обогащены пегматоидные разновидности амазонит-альбитовых гранитов и пегматиты: Бага-Газрынский (MZ_1) и Барун-Цогтинский (MZ_2) массивы. Максимальное обогащение Sn и W зафиксировано в грейзенизированных гранитах и зональных телах грейзенов (цвиттеров) в результате проникновения в верхние горизонты рудоносных растворов, формирующих концентрированную минерализацию рудных элементов в поздних фазах интрузий и метасоматитах. Учитывая широкие вариации возраста формирования (321–126 млн лет), редкоэлементного и изотопного состава редкометалльных Li-F гранитов Монголии, распространенных в пределах различных зон крупных ареалов магматизма, можно допустить вещественное влияние мантийных источников плюмов на состав редкометалльных гранитных магм и на их потенциальную рудоносность в промежуточных камерах в континентальной коре.

Магматизм, редкометалльные граниты, геохимические типы, минерализация, эволюция, грейзены

LATE MESOZOIC RARE-METAL GRANITES, PEGMATITES, AND GREISENS OF MONGOLIA: AGE, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY, ORE POTENTIAL, AND PETROGENESIS

V.S. Antipin, L.V. Kushch, D. Odgerel, N.V. Sheptyakova, V.B. Khubanov, O.Yu. Belozerova

Comparative analysis of the earlier obtained and new geological data, age, mineral, petrological, and geochemical compositions of plutons of calc-alkalic granitoids and rare-metal Li-F granites shows their evolution in a wide time interval during the formation of Mesozoic areas of granitoid magmatism. Mineralogical and geochemical analysis of the evolution of plutons of palingenetic calc-alkalic granitoids (Baga Hentiyn (MZ_1) and Ikh Narotiin Hiid (MZ_2)) and intrusions of rare-metal Li-F granites of Central and Eastern Mongolia revealed their petrological and geochemical differences. The closure of the Mongol-Okhotsk Basin with the formation of large plutons of calc-alkalic granitoids, obviously related to collisional processes, did not cause significant enrichment of the late granite phases with lithophile and ore elements. Within the peripheral zones of epy MZ_1 and MZ_2 magmatic areas, mineralization is often associated with Mongolian multiphase plutons and small intrusions of rare-metal Li-F granites. The rare-metal granites are characterized by a decrease in indicative K/Rb, Nb/Ta, and Zr/Hf values and a regular increase in F, Li, Rb, Cs, Sn, W, Be, Ta, and Nb contents during the evolution of Li-F magmas. Igneous and, particularly, metasomatic rocks in most intrusions of ore-bearing rare-metal Li-F granites are characterized by significant variations in Sn and W contents. At the magmatic stage, the pegmatoid

varieties of amazonite–albite granites and pegmatites of the zonal Baga Gazriin (MZ_1) and Barun Tsogto (MZ_2) plutons are significantly enriched in both Sn and W. Maximum Sn and W enrichment has been established in greisenized granites and zoned greisen bodies (zwitters), which is due to the percolation of ore-bearing solutions into the upper horizons and the mineralization of ore elements in the late phases of intrusions and in metasomatises. The wide variations in the age (321–126 Ma) and trace element and isotope compositions of Mongolian rare-metal Li–F granites within various zones of large magmatic areas suggest the influence of mantle plume sources on the composition of rare-metal granitic magmas and on their ore potential in intermediate chambers in the continental crust.

Magmatism, rare-metal granites, geochemical types, mineralization, evolution, greisens

ВВЕДЕНИЕ

В Центрально-Азиатском складчатом поясе (ЦАСП) геологическое развитие в фанерозое Монголии и Байкальского региона характеризовалось значительным формированием разновозрастных ареалов гранитоидного магматизма, часто сопровождаемого в мезозойские эпохи рудной и редкометалльной продуктивностью. Гранитоиды в этих регионах проявлены преимущественно в составе крупных мезоабиссальных батолитов (Хангайский, Ангаро-Витимский и Дауро-Хэнтэйский), в рифтовом обрамлении которых широко распространены вулканоплутонические породы различной щелочности, интрузии средних и малых глубин с формированием гранитов различных геохимических типов с ассоциирующей редкометалльной минерализацией [Коваленко и др., 1999; Ярмолюк, Кузьмин, 2012].

В развитии тектонических структур и магматизма ЦАСП выделены два крупных этапа: раннемезозойский и позднемезозойский, которые наиболее отчетливо проявились в Монголо-Забайкальской магматической области. На территории Монголии в полной мере сформировался раннемезозойский ареал гранитоидов, центральную часть которого образует один из крупнейших в Азии Бага-Хэнтэйский pluton (230—195 млн лет), а в периферийных зонах ареала распространены комплексы пород субщелочного и щелочного рядов, а также интрузии редкометалльных типов гранитов. В разновозрастных магматических ареалах Центральной Азии ранее исследовались представительные массивы и интрузии известково-щелочного и редкометалльно-гранитного магматизма: позднепалеозойского (PZ_2), раннемезозойского (MZ_1) на территории Монголии и Прибайкалья (хр. Хамар-Дабан), позднемезозойского в Монголии и Забайкалье (MZ_2) [Бескин и др., 1994; Коваленко и др., 1999; Gerel et al., 1999; Сырицо, 2002; Антипин, Перепелов, 2011; Ярмолюк, Кузьмин, 2012; Antipin et al., 2016; Сырицо и др., 2021].

На территории Центральной и Восточной Монголии представительными массивами редкометалльных гранитов раннемезозойского возраста являются Жанчивланский, Бага-Газрынский, Абдарский и др., по которым были получены первые данные возраста, минералогии, геохимической эволюции и рудоносности [Редкометалльные гранитоиды..., 1971; Коваленко, 1977; Коваленко и др., 1999; Gerel et al., 1999; Антипин и др., 2021]. Гранитоиды позднемезозойского ареала (MZ_2) на территории Монголии проявлены и исследованы в меньшей степени, особенно в отношении геологического возраста и состава пород, их минералого-геохимических особенностей, поэтому им удалено главное внимание в данной работе.

В исследуемых регионах наиболее представительным и крупным среди массивов позднемезозойских (MZ_2) известково-щелочных гранитоидов является Их-Наротин-Хидский массив, который по размерам, многофазному строению и петрографическим характеристикам пород близок к Бага-Хэнтэйскому plutону Центральной Монголии (MZ_1) и до настоящего времени оставался малоизученным. К наименее исследованным относятся также рудоносные Барун-Цогтинские интрузии редкометалльных Li-F гранитов, расположенные в Южно-Керуленском поднятии Восточной Монголии, к которым приурочено вольфрамовое месторождение Барун-Цогто. В этой работе на примере указанных эталонных массивов известково-щелочного и редкометалльно-гранитного магматизма (MZ_2) Монголии на основе геологических исследований, а также новых данных возраста, минералогии и геохимии проведен анализ условий формирования гранитов различных вещественных типов с оценкой их рудоносности.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Авторами проведено геологическое картирование различных типов гранитоидов с целью выяснения их взаимоотношений и опробование исследуемых объектов разновозрастного гранитоидного магматизма с представительным отбором образцов и геохимических проб. Особое внимание было удалено детальному изучению рудоносных пород Монголии (гранитов, пегматитов и грейзенов) с сопутствующей редкометалльной минерализацией, по которым отсутствовали прецизионные минералого-геохимические и возрастные данные. На этой основе проведено сравнение редкометалльных Li-F гранитов с

гранитоидами других геохимических типов, формирующихся в различных геолого-тектонических условиях. Бороздовое опробование крупнозернистых пегматитовых жил с зональным строением проводилось с отбором больших проб (10—15 кг) с включением в них различающихся по минеральному составу зон жильных тел для получения усредненного состава материала проб при их дроблении и истирании.

Минералы проанализированы методом рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа (PCMA) на микроанализаторах Superprobe-733 и Superprobe-JXA-8200 (JEOL, Япония) (аналитик О.Ю. Белозерова). Силикатные анализы выполнены классическим химическим методом (аналитики Г.А. Погудина, Т.В. Ожогина) и РФА (аналитик А.Л. Финкельштейн) по стандартной методике с ошибкой 0.5—5.0 %; щелочные элементы определены методом фотометрии пламени с ошибкой 5—10 %; редкие и редкоземельные элементы (РЗЭ) анализированы методом ICP-MS О.В. Зарубиной с ошибкой 10—20 %. Исследования выполнены на оборудовании ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН (г. Иркутск) [Skuzovatov et al., 2022] с использованием аттестованных стандартов. U-Pb изотопный возраст цирконов из редкометалльных гранитов, пегматита и грейзена Барун-Цогтинских интрузий Монголии был определен в ЦКП «Геоспектр» Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН (г. Улан-Удэ). Инструментальные параметры приборов и методика измерений описаны в [Хубанов и др., 2016; Буятуев и др., 2017]. В качестве внешнего стандарта измерялись эталонные цирконы 91500 (1065 млн лет) [Wiedenbeck et al., 1995], в качестве контрольного образца — эталоны Plešovice (337 млн лет) [Sláma et al., 2008] и GJ-1 [Jackson et al., 2004]. Относительные погрешности измерения изотопных отношений в контрольных образцах варьировали в пределах: 1—3 % для $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, 2—3 % для $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, 1.0—2.5 % для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Значения относительной погрешности средневзвешенных конкордантных возрастов цирконов Plešovice и GJ-1, определенных LA-ICP-MS методом, составляли менее 2 % от их аттестованного значения возраста. При анализе проводилось измерение изотопных отношений в цирконах без какого-либо их предварительного отбора по размеру или морфологии. Выполненные измерения обработаны в программах GLITTER [Griffin et al., 2008], Gtail [Буятуев и др., 2017] (ГИН СО РАН) и ISOPLOT [Ludwig, 2003], с помощью последней программы рассчитывались значения средневзвешенных возрастов и строились графики распределения изотопных отношений с U-Pb конкордией. Кроме того, проводилась ^{207}Pb коррекция на присутствие в $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопной системе обычного свинца [Williams, 1998; Chew et al., 2011]. При этом изотопные отношения общего свинца определялись с помощью двухстадийной модели эволюции свинца, по [Stacey, Kramers, 1975].

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫЕ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТОИДЫ: ВОЗРАСТ, ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ПОРОД, МИНЕРАЛОГИЯ (Восточная Монголия)

Формирование крупных многофазных массивов, малых интрузий гранитов, а также их жильных производных и дайковых серий позднемезозойского ареала магматизма охватывает возрастной интервал поздней юры и раннего мела. Распространение его субвулканических и гранитоидных пород различных вещественных типов смещено от Центральной Монголии в ее северо-восточные регионы и в Восточное Забайкалье (рис. 1).

В пределах обширной магматической провинции Центральной Азии ранее уже была выделена позднемезозойская Восточно-Монгольская вулканоплутоническая область [Редкометалльные гранитоиды..., 1971; Фрих-Хар, Лучицкая, 1978; Ярмоляк и др., 2019, 2020]. Среди известково-щелочных гранитоидов MZ_2 возраста в Монголии наиболее известным является Их-Наротин-Хидский массив, который по размерам сопоставим с эталонным Бага-Хэнтэйским plutоном (MZ_1) Центральной Монголии, но формировался позже на 100 млн лет.

Их-Наротин-Хидский массив расположен в пределах Северной Гоби на границе каледонских и докембрийских структур и приурочен к системе разломов северо-восточного простирания, один из которых ограничивает plutон вдоль его восточного контакта (см. рис. 1, 2). Варьируя по ширине от 10 до 30 км, массив в форме полуовала занимает площадь около 400 км².

С запада и юга вмещающими для него служат гнейсы, мраморизованные известняки верхнепротерозойского возраста, а на севере и вблизи восточного контакта — метаморфизованные песчано-сланцевые отложения и палеозойские гранитоиды [Редкометалльные гранитоиды..., 1971; Daoudene et al., 2012]. Массив характеризуется сложным внутренним строением. В его юго-западной и центральной частях распространены крупнозернистые порфировидные граниты ранней фазы с вкрапленниками K-Na полевого шпата. Основная масса в гранитах представлена полевыми шпатами, кварцем, биотитом и редко роговой обманкой. Центральную и северную части Их-Наротин-Хидского массива преимущественно слагают среднезернистые биотитовые граниты 2-й фазы, которые прорывают порфировидные граниты. В эндоконтактовой зоне шириной от 100 до 300 м гранитоиды часто имеют гнейсовидную текстуру, обогащены биотитом и нередко содержат гранат и мусковит. В северной эндоконтактовой

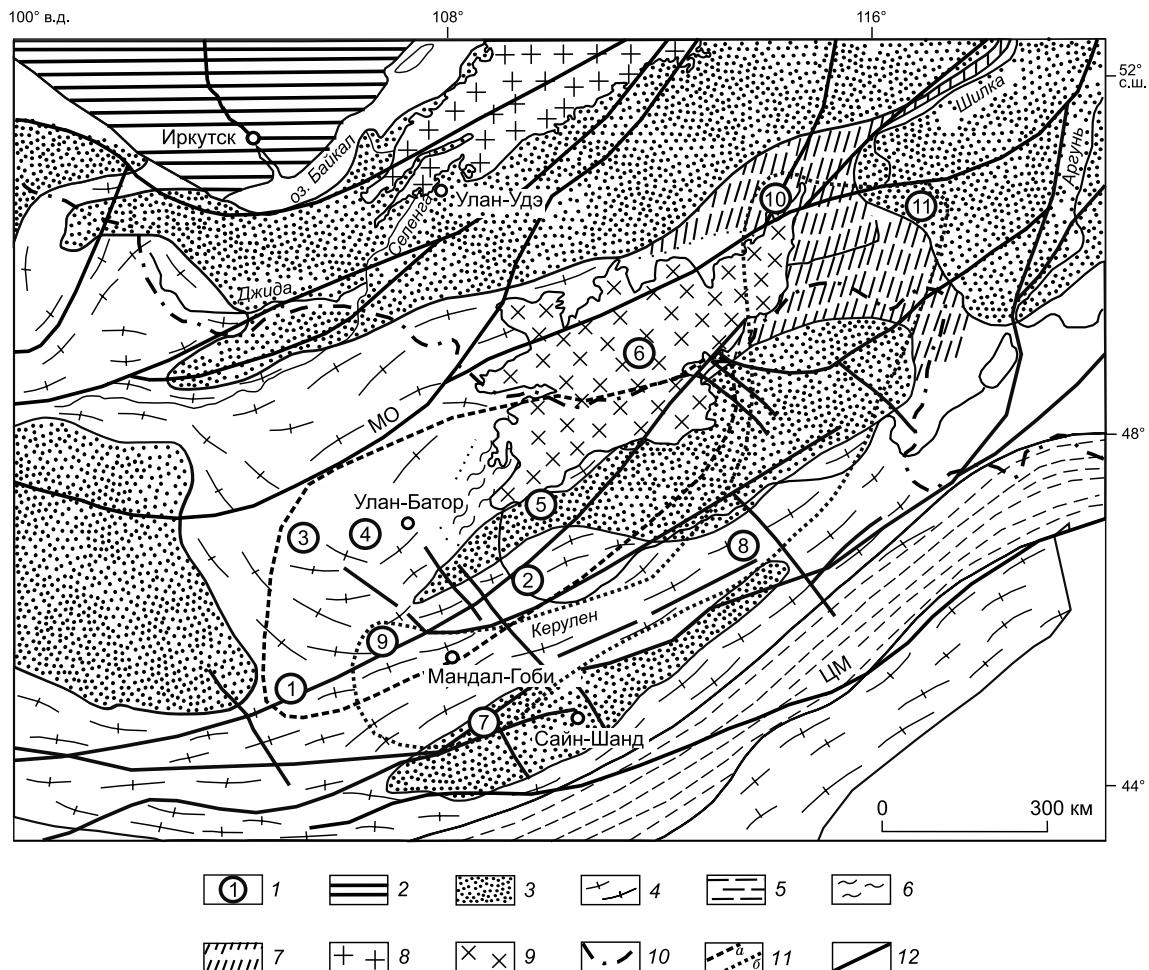


Рис. 1. Схема размещения известково-щелочных гранитоидных массивов и интрузий редкометалльных Li-F гранитов в тектонических структурах Центральной Азии.

1 — массивы гранитоидов (цифры в кружках): раннемезозойских известково-щелочных и редкометалльных гранитоидов: 1 — Бага-Газрынский, 2 — Жанчивланский, 3 — Абдарская интрузия Li-F гранитов и онгониты Цох-Ула, 4 — Хощутулинский, 5 — Хэнтэйская интрузия, 6 — Бага-Хэнтэйский; позднемезозойских известково-щелочных: 7 — Их-Наротин-Хидский и редкометалльных гранитоидов: 8 — Барун-Цогтгинский, 9 — Онгон-Хайрханский (онгониты), 10 — Орловский, 11 — Этыкинский; 2—7 — типы структур: 2 — Сибирский кратон, 3 — докембрейские супертеррейны; террейны: 4 — каледонские, 5 — герцинские, 6 — мезозойские, 7 — зоны, сочетающие разновозрастные структуры; гранитоидные батолиты: 8 — Ангаро-Витимский, 9 — Дауро-Хэнтэйский, включающий гранитоиды Бага-Хэнтэйского массива (Монголия) и кыринского комплекса (Забайкалье), 10 — государственная граница между Россией и Монголией, 11 — ареалы магматизма: а — раннемезозойский, б — позднемезозойский, 12 — зоны разломов и структурных швов (МО — Монголо-Охотский, ЦМ — Центрально-Монгольский). Схема составлена по [Коваленко и др., 1999] с дополнениями авторов.

части массива наблюдаются многочисленные ксенолиты и прослои вмещающих пород (мраморы, кварциты, сланцы и амфиболиты). Граниты ранних фаз массива секутся дайками и пластовыми телами мелкозернистых лейкогранитов, аплитов, либо жилами и шлировыми телами пегматитов. В центральных частях зональных шлировых пегматитов нередко проявлены крупноблочные пегматоидные образования с биотитом, мусковитом и гранатом, для которых характерны редкие гнезда, содержащие берилл и рудные минералы. К наиболее поздним образованиям в массиве относятся флюоритовые жилы. Характерными акцессорными минералами гранитов Их-Наротин-Хидского массива являются титанит, апатит, циркон, алланит, флюорит, редко монацит и рудные: магнетит, пирит, гематит и ильменит, а также целая группа сложных оксидов редкоземельных элементов размерами 10—25 мкм с примесями U, Th, Р и Hf (дополнительные материалы, табл. 1—3, https://sibran.ru/journals/Dop_Antipin.pdf).

В среднезернистых биотитовых гранитах и мелкозернистых пегматоидных гранитах в районе восточного эндоконтакта массива проявлены зоны грейзенизации, содержащие серию кварцевых жил с вольфрамитом. Простижение жил субмеридиональное с толщиной от 0.02 до 0.30 м. Они сложены квар-

цем, вольфрамитом и K-Na полевым шпатом. В поздних гранитах массива отмечены жильные зоны кварц-флюоритовых пород с агрегатами мусковита. При грейзенизации гранитов наблюдается зональность: двуслюдяные граниты—мусковит-полевошпатовые грейзены—мусковитовые грейзены. На позднем этапе магматизма в массиве проявлен редкими дайками субщелочных базальтоидов, по составу аналогичных абсарокитам.

Первые возрастные данные по гранитоидам Их-Наротин-Хидского массива были получены K-Ar методом по биотитам из гранитов ранней фазы (131 млн лет) и среднезернистых гранитов 2-й фазы (122 млн лет) [Редкометалльные гранитоиды..., 1971]. Позднее раннемеловой возраст гранитоидов исследуемого массива (136—130 млн лет) был определен по цирконам U-Pb, а также $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методами [Daoudene et al., 2012].

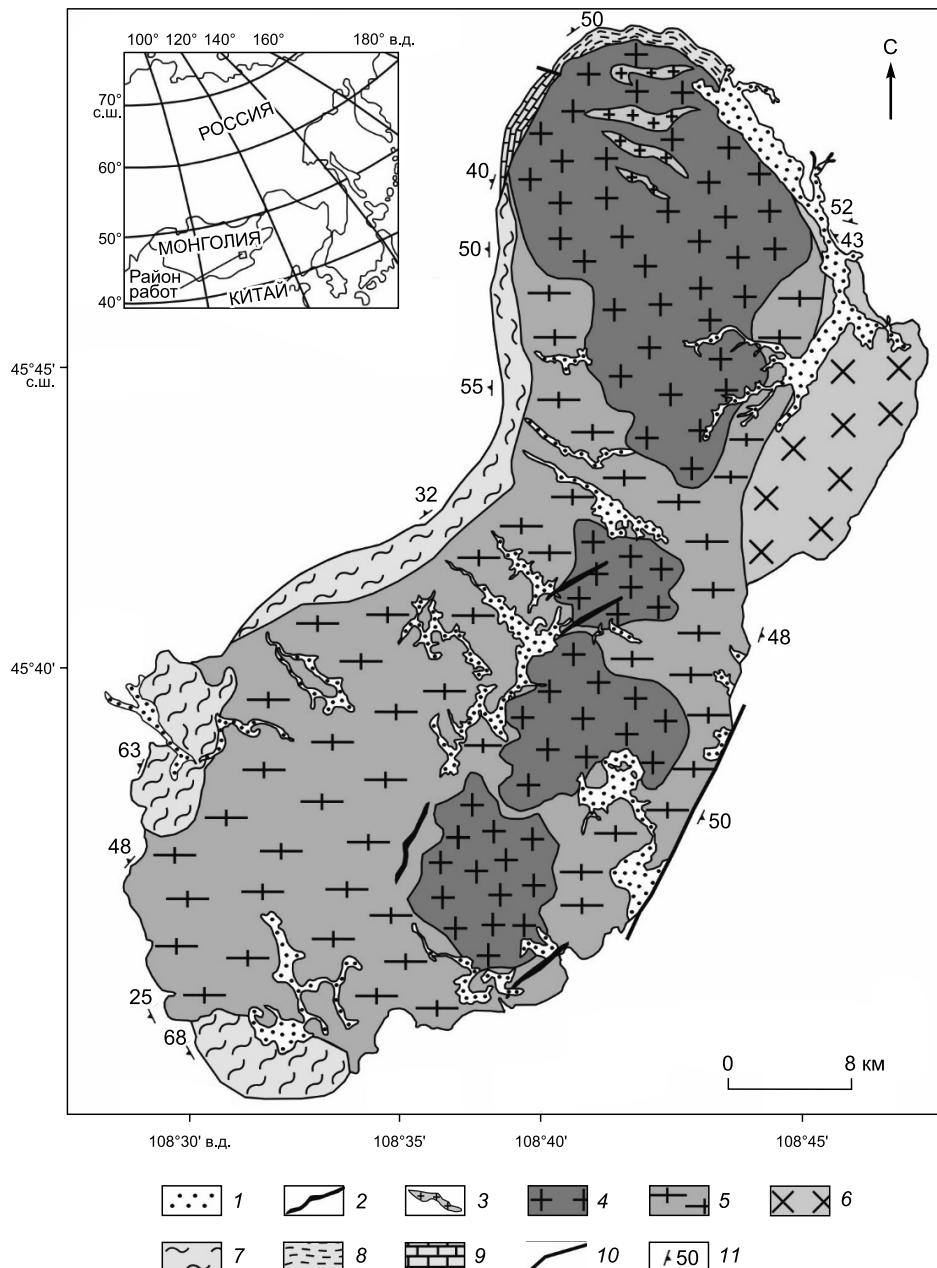


Рис. 2. Схема геологического строения Их-Наротин-Хидского массива с использованием данных [Daoudene et al., 2012].

1 — современные отложения, 2 — дайки субщелочных базальтоидов, 3 — жилы пегматитов, 4 — среднезернистые граниты 2-й фазы, 5 — крупнозернистые порфировидные граниты 1-й фазы, 6 — палеозойские гранитоиды, 7 — порфиробластические гнейсы, 8 — кристаллические сланцы, 9 — мраморизованные известняки, 10 — зоны разломов, 11 — элементы залегания вмещающих пород. На врезке показан район работ.

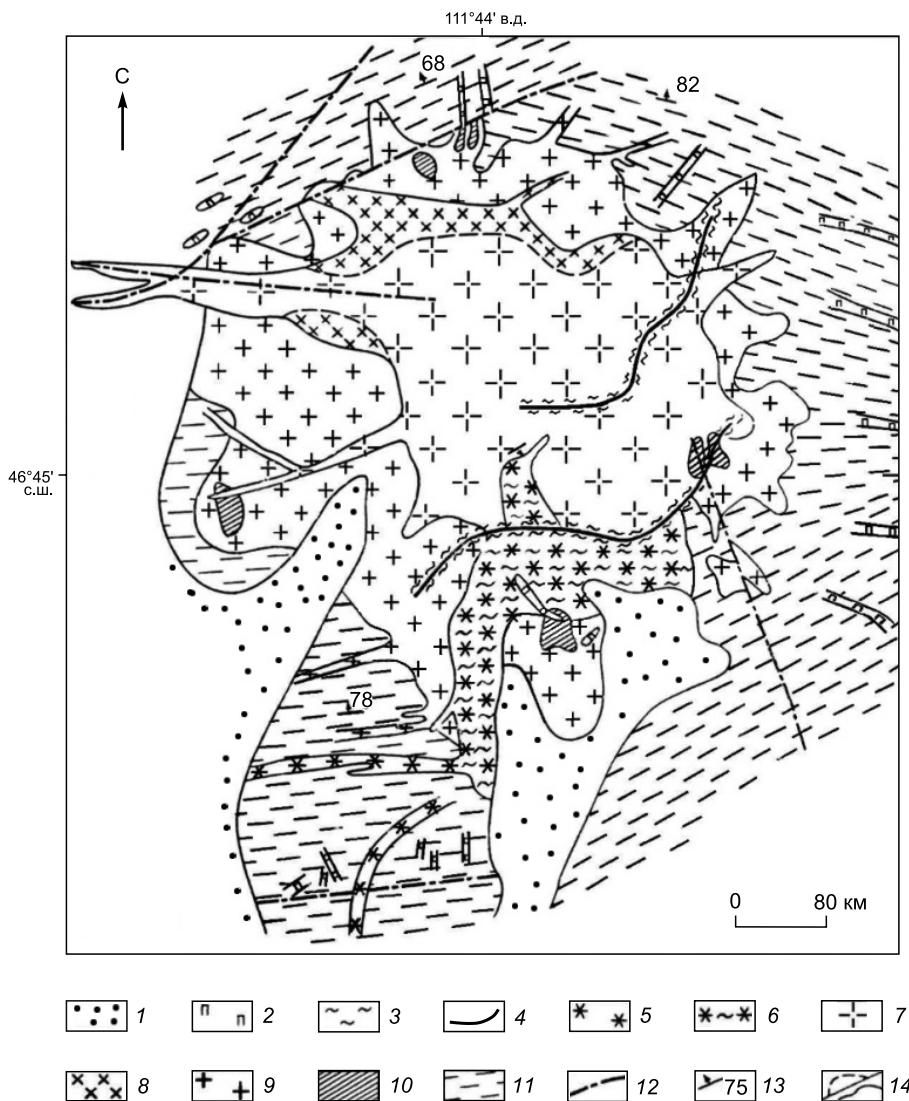


Рис. 3. Схема геологического строения Барун-Цогтинского Западного массива [Редкометалльные гранитоиды..., 1971].

1 — четвертичные отложения; 2 — жилы пегматитов; 3 — грейзенизированные граниты и кварц-мусковитовые грейзены; 4 — кварцевая жила; 5 — амазонит-альбитовые с мусковитом граниты; 6 — грейзенизированные граниты дополнительной фазы; 7 — амазонит-альбитовые с мусковитом гранит-порфирты; 8 — амазонит-альбитовые с биотитом граниты; 9 — неравномерно-зернистые биотитовые граниты; 10 — ксенолиты вмещающих пород; 11 — сланцы, песчаники, гравелиты и конгломераты пермского возраста; 12 — тектонические нарушения; 13 — элементы залегания пород; 14 — линии контактов пород.

Барун-Цогтинские интрузии редкометалльных Li-F гранитов, к которым приурочено одноименное вольфрамовое месторождение, расположены в южной части позднемезозойского ареала магматизма и приурочены к субширотной зоне глубинного разлома, по которому сочленяются области каледонской и раннегерцинской складчатости (см. рис. 1, 3). В районе месторождения Барун-Цогто находятся два небольших массива: Восточный (3.7×1.5 км) и Западный (0.65×0.50 км).

Восточный более крупный массив вытянут в северо-восточном направлении, характеризуется резкими, иногда тектоническими контактами, а вмещающие верхнепалеозойские породы интенсивно ороговикованы и прорваны жилами пегматоидных с амазонитом гранитов, а также кварцевыми жилами. Для интрузии характерно зональное строение: от южного контакта к северо-востоку среднезернистые биотитовые граниты сменяются микроклин-альбитовыми и порфировидными амазонит-альбитовыми гранитами. В зоне северо-восточного эндоконтакта массива преобладают грубозернистые пегматоидные амазонитовые разновидности. Отдельные тела графических амазонитовых гранитов являются типичными шлировыми пегматитами, вокруг которых распространены порфировидные амазонит-аль-

битовые граниты. В направлении к юго-западу они постепенно сменяются среднезернистыми микроклин-альбитовыми гранитами.

Западный массив, расположенный вблизи вольфрамового месторождения, имеет меньшие размеры и более сложное строение (см. рис. 3). Вмещающими породами для него являются пермские углисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты, которые интенсивно ороговикованы. В строении интрузии также наблюдается зональность. Его периферийная зона (до 100 м шириной) сложена биотитовыми гранитами, которые в центральной части массива секутся порфировидными амазонит-альбитовыми гранитами с биотитом, а также амазонит-альбитовыми гранит-порфирами с мусковитом. В эндоконтактовой зоне среди гранитов наблюдаются шлировые пегматоидные тела с крупными кристаллами амазонита и кварца. Порфировидные амазонит-альбитовые граниты пересекаются пологими телами мелкозернистых мусковитовых гранитов, которые отнесены к фазе дополнительных интрузий. Все гранитные породы Западного Барун-Цоггинского массива, включая шлировые пегматиты, грейзенизированы по трещинам (мощность зон грейзенизации от 0.1 до 5—7 м). В жильных телах грейзенов наблюдается отчетливо выраженная метасоматическая зональность.

Редкометалльные граниты Барун-Цоггинских массивов сложены преимущественно олигоклаз-альбитом (Al_{7-15}), K-Na полевым шпатом ($Ort_{85-88}Ab_{15-12}$), кварцем, биотитом (редко циннвальдитом) и иногда мусковитом. В качестве акцессорных минералов отмечены флюорит, циркон, колумбит, монацит, торит. На вольфрамовом месторождении Барун-Цогто ранее разрабатывались два рудных участка: Главный и Восточный. На Восточном участке проявлены кварц-вольфрамитовая жила и грейзены, на Главном — среди пермских осадочных толщ рудные тела представлены кварц-вольфрамитовыми жилами (0.8—2.8 м) протяженностью до 400 м. Оруденение было прослежено на глубину 260 м среди осадочных пород, при этом в кварцевых жилах отмечены мусковит, флюорит, берилл, вольфрамит, шеелит, халькопирит, сфалерит, молибденит, пирит. Характерные составы второстепенных и акцессорных минералов, определенные в главных разновидностях пород Барун-Цоггинских массивов, приведены в табл. 4—7 (см. доп. материалы).

Присутствие в породах массивов акцессорных минералов широкого ряда составов, а именно карбонатов, фосфатов, силикатов и оксидов, элементов ряда Sn, РЭ, Pb, Ta, Nb, Th и U свидетельствует о значительных вариациях условий кристаллизации Li-F гранитной магмы и о потенциальной рудоносности.

По минеральному составу рудных тел, соотношениям и последовательности образования минералов выделяются: ранняя вольфрамитовая, более поздняя шеелитовая и завершающая рудный процесс сульфидная стадии минералообразования. Результаты Rb-Sr и Sm-Nd изотопных исследований двух образцов амазонит-альбитовых гранитов Барун-Цоггинских массивов показали практически одинаковые значения возраста 126.6 и 128.0 млн лет. Однако определенные величины первичного отношения ($^{87}Sr/^{86}Sr$)₀ для этих образцов оказались различными: 0.7090 и 0.7130 [Коваленко и др., 1999].

Было проведено U-Pb изотопное датирование LA-ICP-MS методом единичных зерен циркона из основных типов пород Западного и Восточного массивов Борун-Цогта (рис. 4). Исследованы цирконы Западного массива из проб: кварц-мусковитового грейзена (БЦ-706), амазонит-альбитового порфировидного гранита (БЦ-707) из центральной части, амазонит-альбитового гранита из керна (БЦ-716) и пегматита с амазонитом, биотитом и гранатом (БЦ-7090) из Восточного массива. Во всех случаях на графиках (см. рис. 4) изотопные $^{207}Pb/^{235}U$ — $^{206}Pb/^{238}U$ определения имеют дисконкордатное положение, вероятно, обусловленное наличием нерадиогенного свинца в изотопной системе при кристаллизации цирконов. Поэтому для оценки возрастов использован метод пересечения средней линии с конкордией и ^{207}Pb коррекция для $^{206}Pb/^{238}U$ значений возрастов. Методом пересечения для 17 определений пробы БЦ-706 (кварц-мусковитовый грейзен, Западный массив) рассчитан возраст (T) 139 ± 5 млн лет с СКВО = 2.8, при этом корректированный $^{206}Pb/^{238}U$ возраст составляет 132 ± 2 млн лет с СКВО = 1.2. Для 20 точек пробы БЦ-707 (амазонит-альбитовый порфировидный гранит, Западный массив) $T = 136 \pm 6$ млн лет с СКВО = 6.4 и корректированный $^{206}Pb/^{238}U$ возраст — 131 ± 3 млн лет с СКВО = 4.3. Для пробы БЦ-716 (амазонит-альбитовый гранит из керна, Западный массив) (21 определение) $T = 134 \pm 5$ млн лет с СКВО = 1.5, корректированный $^{206}Pb/^{238}U$ возраст — 129 ± 1 млн лет с СКВО = 1.03. Для пегматита с амазонитом, биотитом и гранатом из Восточного массива рассчитан $T = 135 \pm 5$ млн лет с СКВО = 2.6 (20 определений) и корректированный $^{206}Pb/^{238}U$ возраст 132 ± 2 млн лет с СКВО = 1.6. Вероятно, более достоверные определения возраста представляют корректированные $^{206}Pb/^{238}U$ значения, для которых отмечены относительно низкие среднеквадратичные отклонения.

На примере модельных, часто зональных по строению, редкометалльных массивов Монголии MZ₁ и MZ₂ ареалов было показано [Редкометалльные гранитоиды..., 1971], что процессы эволюции магм Li-F гранитов приводят в одних случаях к образованию на поздних этапах альбит-лепидолитовых гранитов (Жанчивланский), а в других — амазонит-альбитовых разновидностей пород (Абдарский, Барун-Цоггинские и др.). В эндоконтактовых зонах таких интрузий среди амазонит-альбитовых гранитов часто проявлены шлировые пегматоидные тела. В периферических частях этих шлиров наблюдались

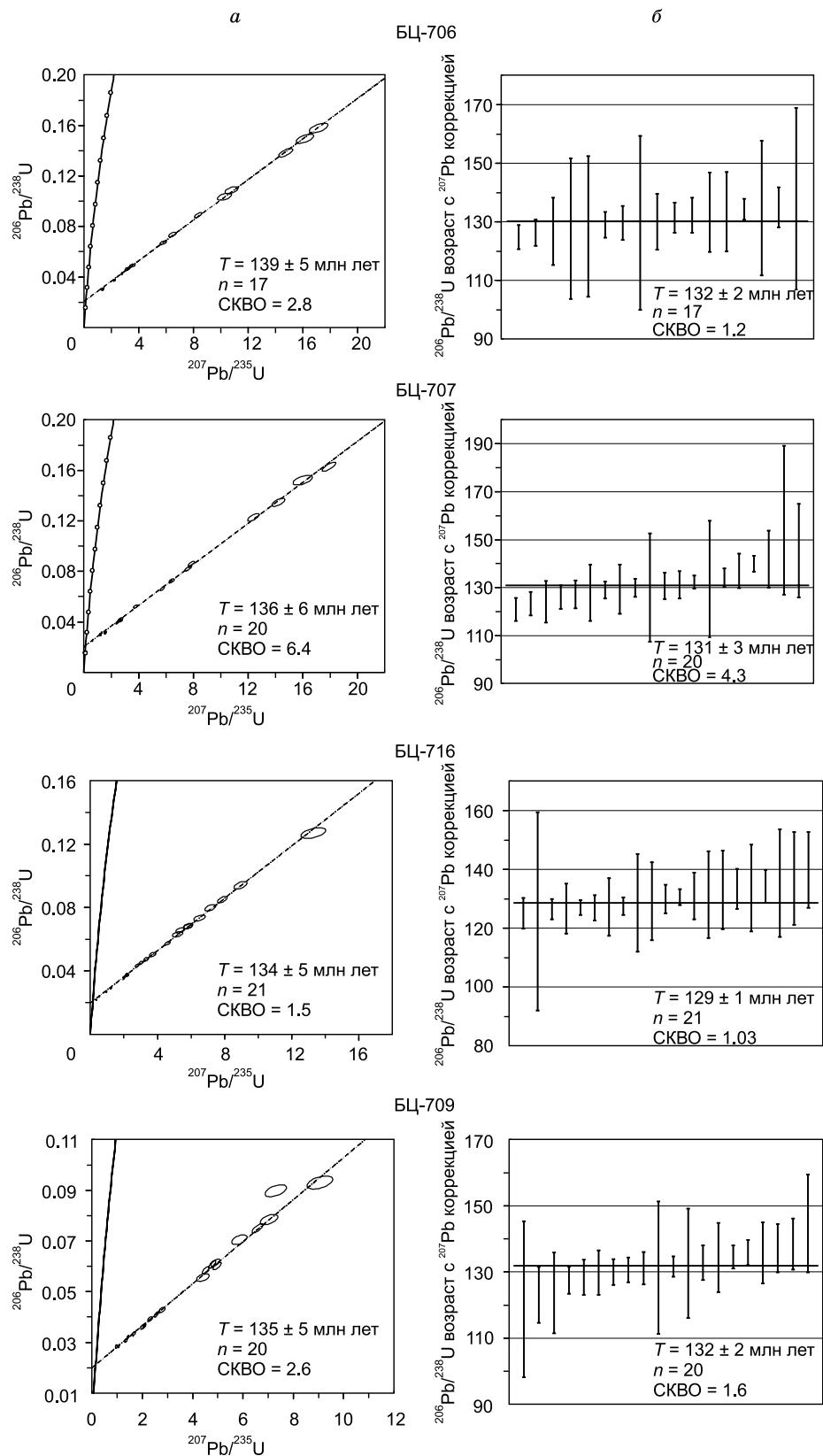


Рис. 4. U-Pb изотопный LA-ICP-MS возраст цирконов из редкometалльных гранитов, пегматита и грейзена Восточной и Западной Барун-Цоггинских интрузий.

a — графики с изотопными отношениями $^{207}\text{Pb}/235\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/238\text{U}$ и конкордией; *б* — оценка $^{206}\text{Pb}/238\text{U}$ возраста с ^{207}Pb коррекцией на нерадиогеный свинец. Подробное описание см. в тексте. Западный массив: БЦ-706 — кварц-мусковитовый грейзен, БЦ-707 — амазонит-альбитовый порфировидный гранит из центральной части массива, БЦ-716 — амазонит-альбитовый гранит из керна. Восточный массив: БЦ-709 — пегматит с амазонитом, биотитом и гранатом.

мелкозернистые, вплоть до стекловатых, иногда полосчатые породы типа кератофиров, имеющих геохимическое сходство с онгонитами. Онгониты и онгориолиты характеризуются наибольшим обогащением индикаторными для них лиофильными и рудными элементами.

Онгониты Восточной Монголии. В общей схеме мезозойского магматизма Монголо-Охотского пояса онгониты Восточной Монголии, где они впервые были обнаружены, находятся в составе интрузивно-дайкового пояса, расположенного вблизи Онгон-Хайрханского гранитного массива в пределах южной периферийной зоны магматического ареала (см. рис. 1). Онгониты образуют серию даек в районе Онгон-Хайрханского вольфрамового месторождения и по предложению академика Д.С. Коржинского получили название этих пород [Коваленко и др., 1971; Коваленко, Коваленко, 1976]. В Онгон-Хайрханской позднемезозойской серии даек (MZ_2) наиболее изученными являются дайки онгонитов: Амазонитовая и Штокверковая. В составе Уругудей-Утуликского интрузивно-дайкового пояса (Прибайкалье) ранее были также изучены редкометалльные Li-F граниты, представленные многофазными массивами (Харагульский, Уругудеевский и Биту-Джидинский) PZ_2 (311—321 млн лет) возраста и серией сопровождающих их даек онгонитов и жильных тел пегматоидных гранитов [Антипин, Перепелов, 2011; Antipin et al., 2016].

В таблице представлены состав и геохимические особенности всех главных разновидностей позднемезозойских известково-щелочных и редкометалльных Li-F гранитов, а также их субвулканических аналогов онгонитов Монголии.

В районе Онгон-Хайрхана (Центральная Монголия) выделены две субпараллельные полосы даек онгонитов. Дайка *Амазонитовая* в северной части протягивается на 200 м при толщине до 2.5 м. В эндоконтактовых частях дайки иногда встречаются ксенолиты вмещающих алевролитов. Наиболее крупная дайка *Штокверковая* имеет внутреннее строение, сходное с Амазонитовой, которая представлена наиболее дифференцированными онгонитами, является танталоносной (Ta 53—88 г/т при Nb/Ta 0.69—1.51) субвулканической породой, обогащенной Li, F и сходной по химическому составу с редкометалльными гранитами с лепидолитом Монголии (Жанчивланский массив). Западная половина дайки Штокверковой, как и вмещающие терригенные породы, пронизана тонкими прожилками кварц-слюдистого состава с W и Sn оруденением. Онгониты даек Амазонитовой и Штокверковой, как правило, порфировые породы с переменным содержанием вкрапленников альбита, K-Na полевого шпата и кварца, редко слюды и топаза. По наличию в них щелочных полевых шпатов выделяются амазонитовые и микроклиновые онгониты, а при отсутствии вкрапленников породы представлены афировыми разновидностями. Слюды в онгонитах относятся к изоморфному ряду фенгит—мусковит и протолитионит—циннвальдит. В качестве аксессорных минералов в онгонитах определены топаз, флюорит, гранат, циркон, монацит, ильменит, колумбит-танталит, касситерит, пирит.

Для Онгон-Хайрханских онгонитов по девяти образцам пород получена полная изохrona, наклон которой отвечает возрасту 128.3 ± 0.8 млн лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7060$ [Коваленко и др., 1999]. Таким образом, онгониты Онгон-Хайрхана близки по возрасту к редкометалльным Li-F гранитам района вольфрамового месторождения Барун-Цогто. Эти данные также соотносят их с Li-F гранитами Восточного Забайкалья (Орловка, Этыка), которые ранее были отнесены к позднемезозойскому ареалу магматизма.

ГЕОХИМИЯ И ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ МОНГОЛИИ. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При сравнительном анализе Бага-Хэнтэйского (MZ_1) и Их-Наротин-Хидского массивов (MZ_2), образованных гранитоидами известково-щелочного ряда и принадлежащих разновозрастным магматическим ареалам, наряду с различным их возрастом установлены также существенные различия их химизма [Антипин и др., 2022]. В отличие от гранодиорит-гранитной серии пород Бага-Хэнтэйского plutона (225—195 млн лет), в центре раннемезозойского ареала преимущественно гранитный состав всех фаз позднемезозойского Их-Наротин-Хидского массива характеризуется большими содержаниями SiO_2 и K_2O и значительно меньшими Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO и Na_2O . Существенно калиевые граниты главных фаз последнего имеют и более высокий уровень концентраций большинства редких элементов: лиофильных (Li, Cs, Rb, Sn), халькофильных (Pb, Zn) и высокозарядных (Nb, Ta, Hf, Th, U). Кроме того, в них проявлен отчетливо выраженный минимум содержаний Ba, Sr, Eu по сравнению с гранитоидами Бага-Хэнтэйского plutона (рис. 5).

Эти геохимические различия известково-щелочных гранитоидов MZ_1 и MZ_2 могут свидетельствовать о формировании гранитов Их-Наротин-Хидского массива из магмы, претерпевшей процессы дифференциации, что подтверждается более низким средним значением K/Rb отношения (93—116) для исследуемых пород по сравнению с гранитоидами Бага-Хэнтэйского массива (386—412). Жильные тела поздних лейкогранитов и аплитов Их-Наротин-Хидского массива близки по составу к гранитам ранних фаз, но пегматиты обогащены K, Rb, Pb и в значительной мере обеднены Ba, Sr, Zr, Hf и РЗЭ. По уров-

**Состав позднемезозойских гранитоидов, пегматитов и грейзенов Их-Наротин-Хидского массива,
Барун-Цогтинских интрузий и даек онгонитов Онгон-Хайрхан Центральной и Восточной Монголии**

Компонент	Их-Наротин -Хидский массив известково-щелочных гранитоидов						Барун-Цогтинские интрузии Li-F гранитов					Дайки онгонитов Онгон-Хайрхан	
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	1	2
SiO ₂ , мас. %	73.53	73.10	75.50	74.01	75.16	73.92	75.22	74.88	73.51	76.30	73.90	70.78	73.02
TiO ₂	0.19	0.19	0.06	0.05	0.17	0.15	0.07	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	13.63	13.78	13.65	13.32	11.44	13.77	12.99	13.76	14.63	12.50	14.10	16.78	15.36
Fe ₂ O ₃	1.12	1.11	0.90	0.46	3.89	1.02	0.45	0.35	0.25	0.46	1.01	0.27	0.32
FeO	0.63	0.79	0.27	0.15	1.17	0.70	1.00	0.45	0.40	0.37	0.65	0.26	0.73
MnO	0.03	0.04	0.03	0.03	0.07	0.04	0.03	0.05	0.03	0.03	0.21	0.18	0.12
MgO	0.21	0.24	0.04	0.03	0.25	0.13	0.19	0.08	0.08	0.05	0.36	0.02	0.03
CaO	1.03	0.99	0.62	0.18	1.04	0.92	0.52	0.26	0.27	0.26	0.47	0.34	0.17
Na ₂ O	3.43	3.40	4.10	2.46	0.21	3.78	4.43	4.98	6.3	4.07	1.67	6.07	5.50
K ₂ O	5.12	5.31	4.62	7.85	3.77	4.79	4.32	4.00	3.5	5.07	5.20	3.55	3.63
P ₂ O ₅	0.09	0.08	0.04	0.05	0.07	0.08	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.06	0.05
П.п.п.	0.52	0.53	0.32	0.22	2.86	0.42	0.63	0.47	0.52	0.28	0.73	1.80	1.96
Сумма	99.53	99.56	100.15	98.81	100.10	99.72	99.88	99.35	99.52	99.70	98.33	100.13	100.91
F, г/т	790	615	105	180	11500	500	3100	1630	1560	935	2500	17985	4828
Li	77	60	21	30	420	48	118	85	150	73	241	1754	100
Rb	384	311	445	556	860	392	485	433	664	630	986	1917	638
Cs	8,5	7,5	6,7	10	38	8,0	34	27	12	8,8	32	121	13
Sn	2,5	5,2	3,9	3,1	98	2,7	4,2	6,9	10,6	14	16	35	25
Ta	1,1	2,2	7,1	4,1	0,02	1,1	3,3	4,0	6,0	47	36	69	50
Be	5,8	4,5	6,0	2,8	6,7	3,8	4,0	6,3	4,6	4,1	6,8	21,4	2,7
Sr	139	170	42	32	14	141	6,2	10,3	11,1	26,6	9,0	21	82
Ba	428	541	90	45	161	421	3,7	4,7	4,0	18	52	25	79
Y	11,1	18,9	9,4	9,8	26	26	48	23,7	67,8	11,3	24	418	391
Pb	31	36	38	56	30	45	42	17	58	275	44	40	48
Zn	87	170	62	118	163	125	45	68	63	175	28	62	31
Zr	150	178	55	20	140	148	89	61	30	42	9,6	66	94
Hf	4,8	6,1	4,5	1,5	4,6	5,3	8	8	9	7	7	11	7,6
Nb	15,8	19,4	24,8	19	6,0	20	59	46	28	36	95	68	48
Th	42,5	50,0	23,2	14,3	49	38	23	33	10	14,3	49	12	11
U	3,2	3,6	2,5	1,7	13,3	3,5	2	10	7	Не обн.	Не обн.	5	3
La	40	38	13	7,7	61	31	6,0	13,5	7,6	9,0	11,6	8,1	6,9
Ce	65	80	27	15	109	56	15,4	36,2	28,5	27,0	35	23,2	19,4
Nd	27,4	22	14	7,6	36,5	57	18,4	37,9	19,3	11,5	15,7	19,1	15,7
Pr	8,3	6,4	3,6	1,9	11,1	17	4,0	10,1	3,7	3,4	4,5	Не обн.	Не обн.
Sm	4,8	4,6	4,7	2,1	6,5	8,4	7,8	7,2	10	3,4	4,5	6,7	5,4
Eu	0,56	0,53	0,18	0,27	0,30	1,68	0,14	1,83	0,08	0,07	0,11	0,02	0,04
Gd	4,3	3,9	4,6	1,76	5,6	6,5	7,7	5,8	6,6	1,9	2,7	5,8	5,2
Tb	0,54	0,58	0,85	0,28	0,75	0,82	1,4	0,85	0,58	0,43	0,63	0,97	0,88
Dy	3,15	3,71	5,7	1,76	4,48	4,59	8,5	4,7	7,8	2,4	4,1	Не обн.	Не обн.
Ho	0,57	0,74	1,16	0,34	0,88	0,84	1,7	0,91	2,27	0,48	0,78	»	»
Er	1,67	2,35	3,80	1,10	2,58	2,35	4,7	2,5	6,1	1,3	2,8	»	»
Yb	1,3	2,6	4,9	1,2	2,6	2,7	4,9	3,1	5,9	1,9	5,4	2,9	2,85
Lu	0,26	0,42	0,78	0,16	0,43	0,34	0,76	0,33	0,85	0,24	0,89	0,42	0,41
PЗЭ	157,8	165,8	84,3	41,2	241,7	189,2	81,4	124,9	99,16	63,0	88,7	67,2	56,8
La/Yb	30,7	14,6	0,87	6,4	23,5	11,5	1,2	4,3	1,3	4,7	2,1	2,8	2,4
K/Rb	116	142	93	117	37	102	104	81	70	67	44	15	40
Nb/Ta	14,4	8,8	3,5	4,6	300	6,1	17,8	11,5	4,7	0,8	2,6	1,0	0,96
Zr/Hf	31,2	29,2	2,2	13,3	30,4	27,9	14,8	12,2	9,8	6,0	1,4	6,0	12,3
<i>n</i>	9	8	4	1	1	2	4	7	8	3	6	7	6

При меч ани е. Их-Наротин-Хидский массив: 1 — порфировидные граниты 1-й фазы, 2 — среднезернистые граниты 2-й фазы, 3 — аplitы и пегматиты фазы дополнительных интрузий, 4 — пегматиты, 5 — грейзены, 6 — гнейсы вмещающие. Барун-Цогтинские интрузии: 1 — крупно- и среднезернистые биотитовые граниты главной фазы, 2 — микроклин-альбитовые лейко-граниты поздней фазы, 3 — амазонит-альбитовые пегматоидные граниты, 4 — пегматиты, 5 — грейзены. Дайки онгонитов Онгон-Хайрхан: 1 — дайка Амазонитовая, 2 — дайка Штокверковая. *n* — число проб. Не обн. — не обнаружено.

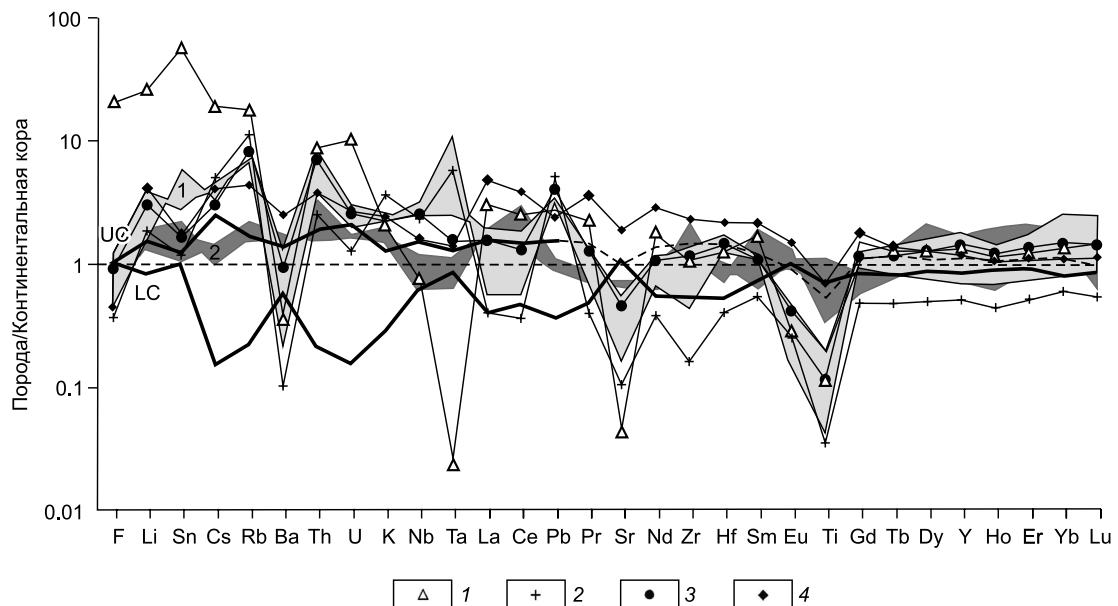


Рис. 5. Распределение элементов в гранитоидах раннемезозойского (Бага-Хэнтэйский массив) и позднемезозойского (Их-Наротин-Хидский массив) ареалов магматизма Монголии.

Поля на диаграмме здесь и на рис. 6: 1 — граниты Их-Наротин-Хидского массива, 2 — гранитоиды Бага-Хэнтэйского массива. Здесь и на рис. 6: Их-Наротин-Хидский массив: 1 — грейзен, 2 — пегматит; породы, вмещающие массив: 3 — гнейс, 4 — сланец. UC — верхняя континентальная кора, LC — нижняя континентальная кора [Rudnick, Gao, 2003].

нию содержаний породообразующих оксидов и концентраций большинства редких элементов граниты обеих фаз Их-Наротин-Хидского массива близки к вмещающим их древним гнейсам, что может служить показателем формирования гранитов при процессах плавления сланцево-гнейсового субстрата (см. рис. 5—8).

Существенно более кремнекислые и натриевые Li-F граниты главных ранних фаз Барун-Цогтинских интрузий заметно отличаются и по редкоэлементному составу от близких к ним по возрасту гранитоидов известково-щелочного ряда Их-Наротин-Хидского массива. Редкометалльные граниты Барун-Цогтинских массивов имеют более высокий уровень концентраций лиофильных элементов: F, Li, Rb, Cs, Sn, Ta и Nb. В них также отчетливо проявлен минимум содержаний Ba, Sr, Eu и значений K/Rb и Zr/Hf отношений, что свойственно гранитам данного геохимического типа (см. таблицу, рис. 7). В РЭ спектрах Eu-минимум хорошо выражен, за исключением пород, вмещающих массив.

Рассматривая характер распределения в породах редкоземельных элементов, следует отметить существенное обогащение лантаноидами ($(La/Yb)_n$ варьируется от 0.1 до 0.9) (см. рис. 8) и наличие отрицательной европиевой аномалии во всех типах пород, за исключением лейкократовых гранитов Барун-Цогтинской интрузии.

По химическому составу онгониты, являющиеся субвулканическими аналогами редкометалльных Li-F гранитов, отличаются от всех распространенных типов магматических пород и наиболее приближены к редкометалльным пегматитам [Загорский и др., 1997]. Как правило, это лейкократовые породы с повышенными содержаниями глинозема, так как часто содержат топаз, имеют также высокие содержания

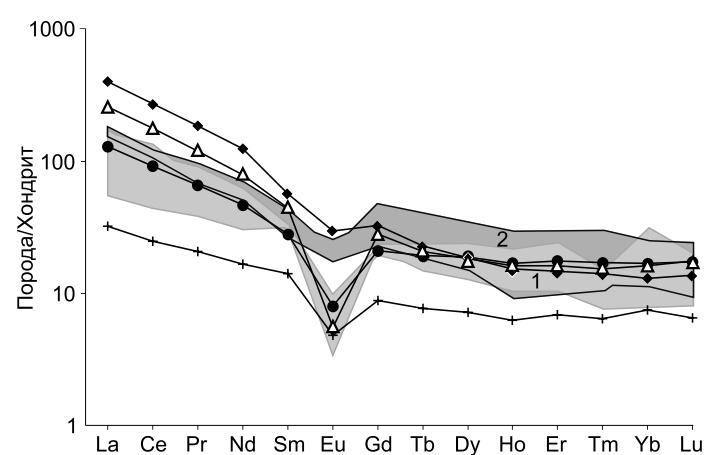


Рис. 6. Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах раннемезозойского (Бага-Хэнтэйский массив) и позднемезозойского (Их-Наротин-Хидский массив) ареалов магматизма Монголии.

Нормирование концентраций РЭ проведено по составу хондриита [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

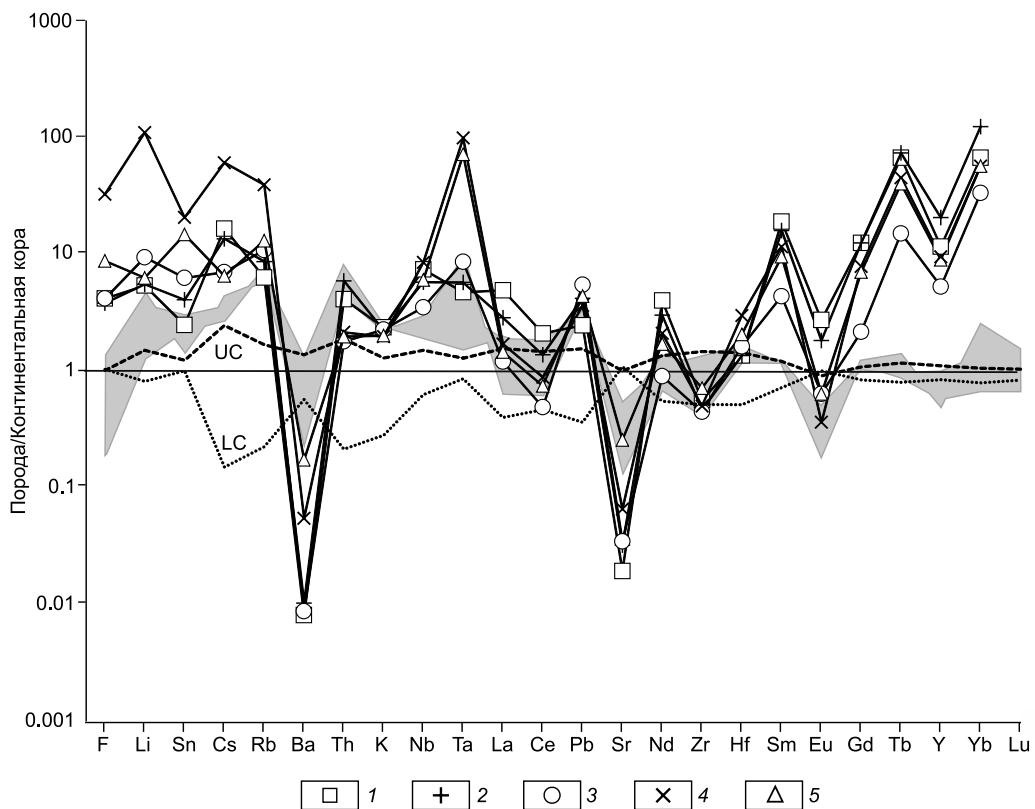


Рис. 7. Распределение редких и редкоземельных элементов в позднемезозойских гранитоидах Монголии (Их-Наротин-Хидский, Барун-Цогтинский массивы и онгониты Онгон-Хайрхана).

Серое поле: 1, 2, 3-я фазы известково-щелочных гранитоидов Их-Наротин-Хидского массива. Здесь и на рис. 8: Барун-Цогтинские интрузии Li-F гранитов: 1 — биотитовый гранит, 2 — лейкогранит, 3 — амазонит-альбитовый пегматоидный гранит; онгониты Онгон-Хайрхана: 4 — дайка Амазонитовая, 5 — дайка Штокверковая. На диаграмме показаны средние составы нижней (LC) и верхней (UC) континентальной коры. Содержания элементов нормированы на средний состав континентальной коры [Rudnick, Gao, 2003].

натрия при его преобладании над калием (см. таблицу, рис. 9) и почти не содержат титан. Характерной особенностью состава онгонитов являются наиболее высокие концентрации фтора, часто значительно превышающие их уровень в других типах гранитов. Концентраторами фтора в исследуемых субвулканических породах являются топаз, флюорит и Li-F слюды.

Важной петрогенетической особенностью онгонитов является вещественное сходство с главными разновидностями Li-F гранитов. Геохимическая близость всех этих редкометалльных пород выражается обогащением их, кроме фтора, Li, Rb, Sn, Be, Ta, Nb, Hf, W. Геохимической характеристикой практически всех разновидностей онгонитов и Li-F гранитов являются также резко пониженные концентрации в

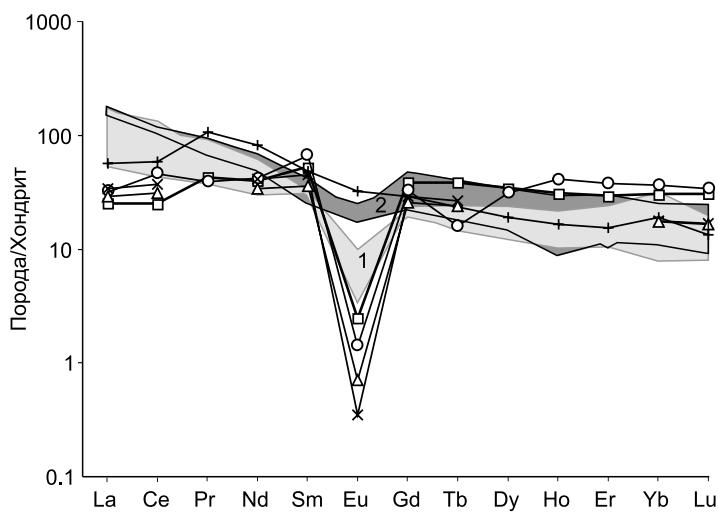
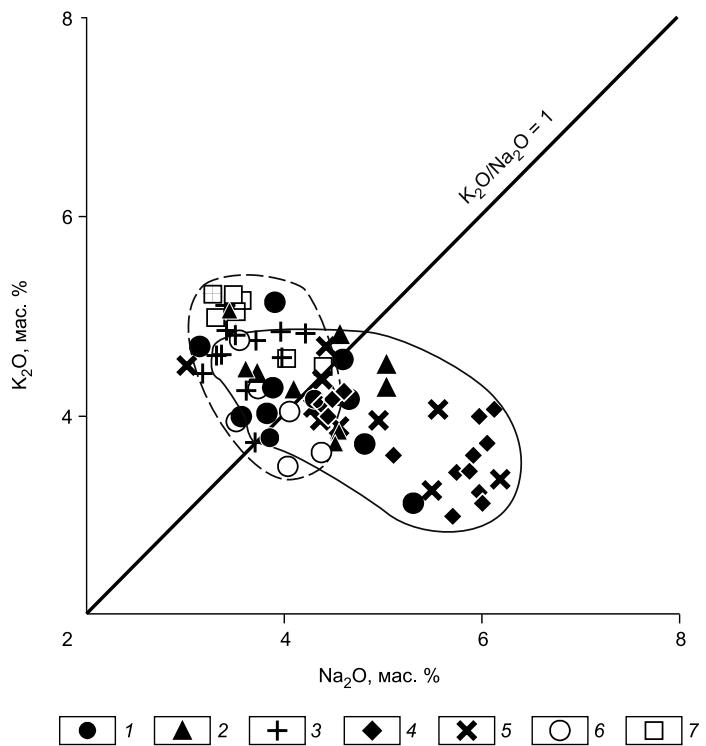


Рис. 8. Распределение редкоземельных элементов в позднемезозойских гранитоидах Монголии (Их-Наротин-Хидский, Барун-Цогтинские массивы и онгониты Онгон-Хайрхана).

Поля на диаграмме: 1 — 1, 2, 3-я фазы известково-щелочных гранитоидов Их-Наротин-Хидского массива, 2 — гранитоиды Бага-Хэнтэйского массива. Нормирование концентраций РЭЭ по составу хондрита CI [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

Рис. 9. Соотношение K_2O — Na_2O для разновозрастных гранитоидов различных геохимических типов Монголии.

Редкометалльные граниты интрузий раннемезозойского и позднемезозойского ареалов: 1 — Хэнтэйская, 2 — Абдарская [Антипин и др., 2021], 3 — Бага-Газрынская; 4 — дайки Онгон-Хайрхан и Цох-Ула (онгониты), 5 — Барун-Цогтингская; массивы гранитоидов известково-щелочного ряда: 6 — Бага-Хэнтэйский (MZ_1), 7 — Их-Наротин-Хидский (MZ_2). Выделены поля гранитоидов известково-щелочного ряда (штриховая линия) и редкометалльных Li-F гранитов и онгонитов (сплошная линия).



них Ba, Sr, Zr, Y и суммы РЗЭ. Весьма характерными для этих пород являются также индикаторные низкие значения K/Rb, Nb/Ta и Zr/Hf отношений по сравнению с гранитоидами известково-щелочного ряда (см. таблицу). Сравнение средних содержаний большинства редких элементов в онгонитах исследованных даек показывает, что породы Амазонитовой дайки геохимически близки к поздним дифференциатам многофазных интрузий Li-F гранитов (альбит-лепидолитовых гранитов) и наиболее обогащены F, Li, Rb, Be, Sn, Ta, Nb. Значительно беднее этими элементами онгониты Штокверковой и Цох-Улинской даек, которые, вероятно, кристаллизовались из менее дифференцированного расплава и по редкоэлементному составу имеют большее сходство с лейкогранитами и микроклин-альбитовыми гранитами таких массивов, как Бага-Газрынский и Абдарский [Одгэрэл, Антипин, 2009; Антипин и др., 2021]. Онгониты Амазонитовой дайки характеризуются также наиболее низкими значениями K/Rb, Nb/Ta и Zr/Hf отношений (см. таблицу), что выделяет их как ультрапредкометалльные образования среди всего спектра интрузивных и субвулканических пород Li-F геохимического типа. Из сравнительного минералого-геохимического анализа всего разнообразия онгонитов могут быть выделены разновидности, которые вполне сопоставимы по своим геохимическим характеристикам с главными разновидностями редкометалльных Li-F гранитов Монголии.

При сопоставлении гранитоидов известково-щелочного ряда Бага-Хэнтэйского (MZ_1) и Их-Наротин-Хидского (MZ_2) массивов и анализа их геохимических различий важно учесть геологические и геодинамические механизмы, приведшие к их образованию. Становление раннемезозойского Бага-Хэнтэйского plutона в центре MZ_1 ареала в составе Дауро-Хэнтэйского батолита могло быть связано с зоной коллизионного сжатия, возникшей при закрытии Монголо-Охотского океана [Зоненшайн и др., 1974]. Формирование крупных провинций магматических пород в последнее время связывается с Монгольской горячей точкой, которая начала функционировать в пределах Сибирского континента в позднем палеозое [Ярмолюк, Коваленко, 2003; Кузьмин, Ярмолюк, 2014]. Сходство возрастов батолитов в западной части Монголо-Охотского пояса и обрамляющих их рифтовых зон определялось общим источником эндогенной активности, а именно мантийным плутоном. По данным изотопно-геохимических исследований, в образовании Бага-Хэнтэйского массива и его обрамления участвовали как мантийные, так и коровые источники расплавов. Близкое по времени плавление пород коры на больших территориях возможно под воздействием мощного глубинного источника. При большой степени плавления протолита раннекаледонской континентальной коры Хэнтэйского прогиба могли формироваться гранодиориты центральной части MZ_1 ареала с Бага-Хэнтэйским plutоном в его центре.

Их-Наротин-Хидский массив (122—136 млн лет) возник в другой геологической обстановке в пределах зоны рифтогенеза, образование которой могло быть связано с воздействием Монгольского плутония на нижние горизонты континентальной коры. Исследуемый массив представляет собой протяженную пластовую залежь и является наиболее крупным на периферии позднемезозойского ареала внутриплитного магматизма в пределах Восточной Монголии. Петрогохимическая близость пород Их-Наротин-Хидского массива к составу вмещающих гнейсов дает основание относить последние как к наиболее вероятному субстрату при образовании палингенных гранитов известково-щелочного ряда. Сопоставление массивов известково-щелочных гранитоидов, сформировавшихся в разных по строению

магматических ареалах, указывает, что ведущим механизмом формирования их магм являлись процессы анатексиса. Это отразилось на их петрогохимических особенностях, унаследовавших характеристики состава пород континентальной коры. По геохимическим характеристикам граниты в рифтовых зонах существенно отличаются от крупных plutонов MZ_1 гранитоидного магматизма (Бага-Хэнтэйский и др.). Граниты Их-Наротин-Хидского массива формировались в рифтогенной обстановке растяжения, благоприятствовавшей значительной дифференциации исходной магмы с проявлением постмагматических образований (грейзены) и ассоциирующей с ними редкометалльной минерализации (W, Sn, Be, флюорит).

При сравнении с более калиевыми ($K_2O \geq Na_2O$) палингенных гранитоидами известково-щелочного ряда редкометалльные Li-F граниты и онгониты Монголии являются породами, обогащенными натрием ($Na_2O \geq K_2O$) (см. рис. 9). Это связано с эволюцией таких редкометалльных магм, когда их поздние породы постепенно обогащаются нормативным альбитом и обедняются нормативным ортоклазом. Однако часто отмечается сравнительно высокое отношение $K_2O/Na_2O (> 1)$ в пегматоидных гранитах Li-F типа, что установлено на примере Абдарского, Бага-Газрынского, Хэнтэйского и Барун-Цогтинских массивов, где значительную их часть занимают крупнозернистые пегматоидные граниты с амазонитом. В Монголии и Забайкалье редкометалльные Li-F граниты формировались среди разновозрастных магматических и осадочно-метаморфических комплексов разнообразного вещественного состава и занимающих различное тектоническое положение. Плюмазитовые редкометалльные лейкограниты пространственно часто связаны с более крупными массивами известково-щелочных гранитоидов и в генетическом отношении могут быть поздними дифференциатами глубинных очагов палингенных гранитоидных магм [Таусон, 1977]. Предположительно под воздействием глубинного мантийного магматизма в рифтогенных структурах на периферии мезозойских ареалов происходит плавление корового субстрата и формирование интрузивно-дайковых поясов с синхронным образованием лейкогранитных многофазных интрузий с редкометалльными Li-F гранитами при участии процессов их глубокой дифференциации.

Гипабиссальное положение отдельных многофазных интрузий, входящих в состав интрузивно-дайковых серий, а также насыщенность их летучими компонентами предопределяют развитие процессов флюидно-магматической дифференциации и наложенных метасоматических процессов с проявлением редкометалльной Li, Ta, Sn, W минерализации. С целью сравнительной оценки потенциальной рудоносности исследуемых разновозрастных гранитоидов проведен анализ распределения главных рудных элементов (Sn и W) в различных известково-щелочных гранитоидах и Li-F гранитах MZ_1 и MZ_2 ареалов магматизма Центральной и Восточной Монголии.

На приведенной диаграмме (рис. 10) гранитоиды известково-щелочного ряда различных фаз Бага-Хэнтэйского и Их-Наротин-Хидского массивов образуют компактное поле с наиболее низкими средними содержаниями Sn и W, которые близки к уровню их средних концентраций в гранитах и континентальной коре [Rudnick, Gao, 2003]. В исследованных редкометалльных Li-F гранитах содержания Sn и W превышают их средний кларковый уровень в гранитоидах, при этом наблюдаются значительные вариации концентраций элементов в магматических и особенно метасоматических породах. Среди редкометалльных гранитов по отношению к известково-щелочным гранитоидам крупных plutонов в незначительной степени обогащены обоими элементами биотитовые граниты ранних фаз и поздние лейкограниты Барун-Цогтинских интрузий (MZ_2) и Бага-Газрынского (MZ_1) массива. В наибольшей мере обогащены как Sn, так и W пегматоидные амазонит-альбитовые граниты: Барун-Цогтинские — Sn = 14 г/т, W = 8.5 г/т и Бага-Газрынские — Sn = 10 г/т, W = 19 г/т. В пределах развития редкометалльных пород MZ_1 проявлена отчетливо выраженная оловоносность пегматоидных амазонит-альбитовых гранитов Абдарского массива с содержанием Sn до 124 г/т, а в онгонитах Онгон-Хайрхана до 58.2 г/т и в среднем 38 г/т. Содержание же W в этих породах Li-F типа находится на уровне средних кларковых значений в гранитах (1—3 г/т). На примере таких рудоносных массивов Монголии, как Бага-Газрынский и Барун-Цогтинский, необходимо отметить, что насыщение постмагматических растворов летучими компонентами может приводить к образованию метасоматитов различной щелочности (грейзены с различным составом слюд, микроклиниты и альбититы) и формированием концентрированной редкометалльной минерализации (Sn, W, Li, Ta, Nb).

В ранее исследованных регионах Монголии и Забайкалья с проявлением редкометалльной минерализации установлено, что Li-F граниты отдельных интрузий (Хэнтэйская, Тургинская и др.) наряду с лиофильными элементами существенно обогащены РЭЭ, Zr, Hf, Nb, Th, U, свойственными породам повышенной щелочности. В районах Восточной Монголии и Тургинско-Калангуйской структурной зоны Восточного Забайкалья в вулканических кальдерах широко проявлены вулканиты субщелочных шошонит-латитовых магм, с которыми могут поступать в верхние горизонты рудоносные флюиды. Формирование редкометалльных магм Li-F типа, возможно, связано с образованием глубинных CO_2 — H_2O —F-содержащих флюидов в процессе воздействия мантийного диапира на породы нижних горизонтов

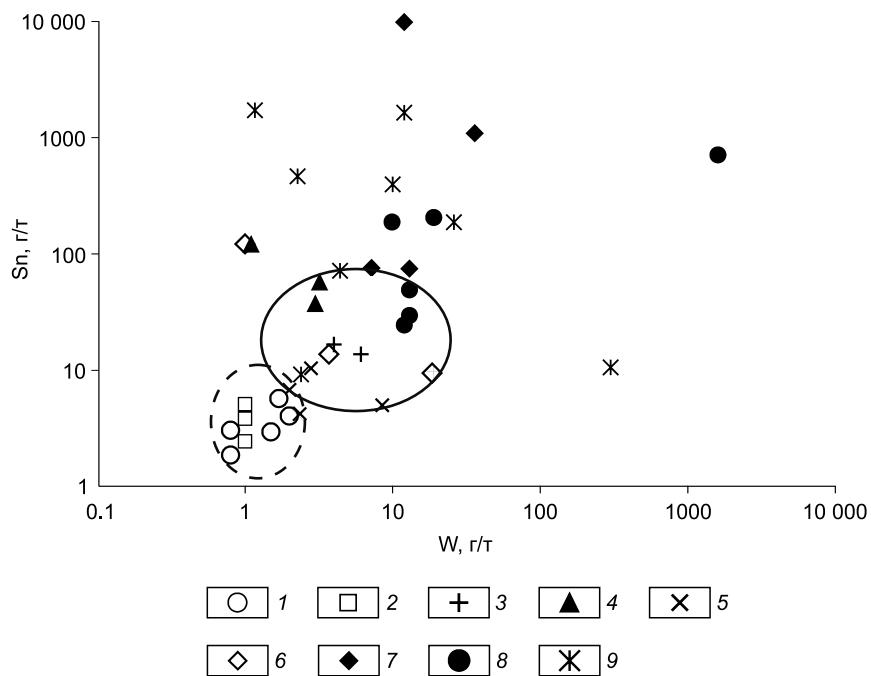


Рис. 10. Корреляция Sn—W в ранне- и позднемезозойских известково-щелочных гранитоидах и редкometалльных Li-F гранитах, включая пегматоидные граниты с амазонитом и рудоносные метасоматиты (грейзены, цвиттеры).

Массивы гранитоидов известково-щелочного ряда: 1 — Бага-Хэнтэйский [Коваль и др., 1978; Антипин и др., 1989], 2 — Хоштулинский [Антипин, Одгэрэл, 2016], 3 — Их-Наротин-Хидский. Массивы редкometалльных Li-F гранитов и онгониты: 4 — Бага-Газрынский, 5 — Абдарский [Антипин, Одгэрэл, 2016] и онгониты Цох-Ула, 6 — Барун-Цогтинский, 7 — пегматоидные граниты с амазонитом Бага-Газрынского, Абдарского [Антипин и др., 2021] и Барун-Цогтинского массивов. Метасоматиты в редкometалльных Li-F гранитах Бага-Газрынского массива: 8 — грейзенизированные граниты и цвиттеры, 9 — центральные зоны цвиттеров. Выделены поля известково-щелочных гранитоидов (штриховая линия) и редкometалльных Li-F гранитов и онгонитов (сплошная линия).

континентальной коры при участии коровых компонентов в источнике магм [Коваленко и др., 1999; Suney, Barbe, 2014; Antipin et al., 2016]. Такие Li-F лейкограниты и амазонит-альбитовые граниты, обогащенные РЗЭ, Zr, Hf, Nb, Th, U, независимо от их геологического возраста, правомерно выделять в отдельный подтипа, как это сделано для гранитов Тургинского массива в Забайкалье [Сырицо и др., 2021].

В ЦАСП фанерозойские гранитоиды охватывают большой возрастной интервал в своем развитии и выявлены среди разнообразных тектонических структур. В настоящей работе петролого-геохимический анализ известково-щелочных и редкometалльных гранитоидов отдельных этапов магматизма проведен на примере разновозрастных мезозойских комплексов на территории Центральной и Восточной Монголии. Сопоставление крупных массивов известково-щелочных гранитоидов, сформировавшихся в разных по строению и возрасту магматических ареалах, указывает, что процессы анатексиса отразились на их геохимических особенностях, унаследовавших характеристики состава вмещающей континентальной коры. Гранитообразование сопровождалось процессами рифтогенеза с образованием системы грабенов и прогибов, с излияниями субщелочных и щелочных базальтоидов с разными мантийными источниками и завершающими излияниями кислых магматических пород, которые являются продуктами анатектического плавления коры [Ярмолюк и др., 2020]. По сравнению с более калиевыми ($K_2O \geq Na_2O$) известково-щелочными гранитоидами редкometалльные Li-F граниты и онгониты Монголии являются породами, обогащенными натрием ($Na_2O \geq K_2O$). Плюмазитовые редкometалльные лейкограниты пространственно часто связаны с развитием более крупных массивов известково-щелочных гранитоидов и в генетическом отношении могут быть поздними дифференциатами глубинных очагов палингенных гранитоидных магм [Таусон, 1977; Коваленко, 1977]. Предположительно под воздействием глубинного мантийного магматизма в рифтогенетических структурах на периферии мезозойских ареалов происходит плавление корового субстрата и формирование интрузивно-дайковых поясов с синхронным образованием лейкогранитных многофазных интрузий с редкometалльными Li-F гранитами при активном участии процессов флюидно-магматической дифференциации.

Забайкалье является известной редкометалльной провинцией, где проявлены рудоносные граничные Li-F типа MZ₂ этапа формирования и эволюции гранитоидного магматизма в пределах западной части Монголо-Охотского пояса. К эталонным и экономически важным здесь следует отнести позднеюрские массивы амазонит-альбитовых гранитов: Этыхинский (142 млн лет) и Орловский (143 млн лет), к которым приурочены месторождения Та и Li, а сами редкометалльные граниты также значительно обогащены F, Rb, Cs, Sn, W и Nb, что является характерной геохимической особенностью гранитов данного типа [Бескин и др., 1994; Сырицо и др., 2021]. В результате процессов формирования и эволюции редкометалльного гранитного магматизма в периферических частях мезозойских ареалов Монголии и Забайкалья происходило образование крупных дифференцированных массивов и малых интрузий с серией даек и пегматитовых жил, а также проникновению в верхние горизонты рудоносных растворов, формирующих концентрированную минерализацию редких металлов в поздних фазах интрузий и рудных метасоматитах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведен минералого-геохимический анализ эволюции массивов палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда (Бага-Хэнтэйский (MZ₁) и Их-Наротин-Хидский (MZ₂)) и интрузий редкометалльных литий-фтористых гранитов Центральной и Восточной Монголии, а также определены их петролого-геохимические различия. В результате закрытия Монголо-Охотского бассейна с образованием крупных plutонов известково-щелочных гранитоидов, очевидно, связанных с коллизионными процессами, не фиксируется обогащение поздних фаз гранитов лиофильными и рудными элементами. В пределах периферийных зон MZ₁ и MZ₂ магматических ареалов оруденение обычно ассоциирует с многофазными массивами и малыми интрузиями редкометалльных Li-F гранитов Монголии. При их формировании гранитам свойственно снижение величин индикаторных K/Rb, Nb/Ta, Zr/Hf отношений, и характерным является закономерный рост концентраций F, Li, Rb, Cs, Sn, W, Be, Ta, Nb при процессах эволюции магм Li-F типа. Важную роль при формировании потенциально рудоносных в отношении Li, Ta, Sn, W, гранитов и онгонитов играют процессы магматической и флюидно-магматической дифференциации.

В большинстве исследованных интрузий редкометалльных гранитов Монголии установлены существенные вариации содержаний Li, F, Ta, Sn и W в магматических и особенно метасоматических породах, что отличает их от гранитоидов известково-щелочного ряда. На магматическом этапе в зональных массивах и интрузиях в значительной мере как Sn, так и W обогащены пегматоидные разновидности амазонит-альбитовых гранитов и пегматиты: Бага-Газрынский (MZ₁) и Барун-Цогтинский (MZ₂) массивы. Максимальное обогащение Sn и W зафиксировано в грейзенизированных гранитах и зональных телах грейзенов (цвиттеров) в результате проникновения в верхние горизонты рудоносных растворов, формирующих концентрированную минерализацию рудных элементов в поздних фазах интрузий и метасоматитах.

Учитывая широкие вариации возраста формирования (321—126 млн лет), особенности минерального состава, редкоэлементного и изотопного состава редкометалльных Li-F гранитов в западной части Монголо-Охотского пояса (Прибайкалье, Монголия, Забайкалье), распространенных в пределах различных зон крупных ареалов магматизма, можно допустить вещественное влияние мантийных источников плутонов на состав редкометалльных гранитных магм и на их потенциальную рудоносность в промежуточных камерах в континентальной коре.

Авторы выражают благодарность за помощь в проведении экспедиционных работ Б. Болдбаатару.

Исследования проведены в рамках государственного задания по проекту № 0284-2021-0007 и при финансовой поддержке РФФИ (грант № 20-55-44002-Монг_а).

ЛИТЕРАТУРА

- Антипин В.С., Перепелов А.Б.** Позднепалеозойский редкометалльный гранитоидный магматизм Южного Прибайкалья // Петрология, 2011, т. 19, № 4, с. 386—398.
- Антипин В.С., Одгэрэл Д.** Абдар-Хошуутулинская интрузивно-дайковая серия: эволюция и условия образования гранитоидов различных геохимических типов в раннемезозойском ареале магматизма (Центральная Монголия) // Петрология, 2016, т. 24, № 5, с. 537—553.
- Антипин В.С., Перепелов А.Б., Горегляд А.В.** Редкометалльные амазонит-альбитовые граниты хр. Бага-Хэнтэй (МНР) // Геология и геофизика, 1989 (4), с. 64—69.
- Антипин В.С., Куш Л.В., Одгэрэл Д., Белозерова О.Ю.** Раннемезозойские редкометалльные граниты и метасоматиты Монголии: минералого-геохимические особенности и связь с ними рудной минерализации (массив Бага-Газрын) // Геология и геофизика, 2021, т. 62 (9), с. 1294—1308, doi: [10.15372/GiG2020128](https://doi.org/10.15372/GiG2020128).

Антипин В.С., Кузьмин М.И., Одгэрэл Д., Куш Л.В., Шептякова Н.В. Редкометалльные литий-фтористые граниты в позднепалеозойском, раннемезозойском и позднемезозойском ареалах гранитоидного магматизма Центральной Азии // Геология и геофизика, 2022, т. 63 (7), с. 935—955, doi: [10.15372/GiG2021165](https://doi.org/10.15372/GiG2021165).

Бескин С.М., Гребенников А.М., Матиас В.В. Хангилайский гранитный pluton и связанное с ним Орловское месторождение тантала в Забайкалье // Петрология, 1994, т. 2, № 1, с. 68—87.

Буянуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика, 2017, т. 8, № 2, с. 369—384.

Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М., Макрыгина В.А., Кузнецова Л.Г. Редкометалльные пегматиты. Т. 2. Гранитные пегматиты. Новосибирск, Наука, 1997, 287 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Латеральная магматическая и металлогеническая зональность на основе палеотектонических палеореконструкций // Геология рудных месторождений, 1974, т. 16, № 4, с. 3—17.

Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, Наука, 1977, 206 с.

Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты (топазсодержащие кварцевые кератофиры) — субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М., Наука, 1976, с. 1—127.

Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Петров Л.Л. Топазсодержащий кварцевый кератофир (онгонит) — новая разновидность субвулканических жильных магматических пород // Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 2, с. 430—433.

Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология, 1999, т. 7, № 4, с. 401—429.

Коваль П.В., Антипин В.С., Цыпуков Ю.П., Смирнов В.Н. Геологическое строение и вещественный состав Бага-Хэнтэйского батолита (МНР) // Геология и геофизика, 1978 (5), с. 68—78.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 153—184.

Одгэрэл Д., Антипин В.С. Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайковая серия известково-щелочных, щелочных и редкометалльных гранитоидов Центральной Монголии // Геология, поиски и разведка рудных месторождений, 2009, № 1 (34), с. 58—68.

Редкометалльные гранитоиды Монголии (петрология, распределения редких элементов и генезис). (Тр. Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции, вып. 5). М., Наука, 1971, 240 с.

Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометалльного рудообразования. СПб, Изд-во СПб ун-та, 2002, 357 с.

Сырицо Л.Ф., Иванова А.А., Баданина Е.В., Волкова Е.В. Амазонитовые Li-F граниты REE-Nb-Zr-Th-U специализации: геохимия, минералогия, изотопная геохронология Тургинского массива в Восточном Забайкалье // Петрология, 2021, т. 29, № 1, с. 64—89.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977, 280 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 384 с.

Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Позднемезозойские вулканиты Монголии и связанные с ними гипабиссальные интрузии (Тр. Совместной Советско-монгольской геологической экспедиции, вып. 24). М., Наука, 1978, 167 с.

Хубанов В.Б., Буянуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставления с SHRIMP данными // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 241—258.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1305—1320.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений, 2012, т. 54, № 5, с. 375—399.

Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. Позднемезозойская магматическая провинция Востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // Геотектоника, 2019, № 4, с. 60—77.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Кудряшова Е.А., Кузнецов М.В. Позднемезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область: строение, магматические ассоциации, источники магматизма // Петрология, 2020, т. 28, № 6, с. 563—590.

Antipin V., Gerel O., Perepelov A., Odgerel D., Zolboo T. Late Paleozoic and Early Mesozoic rare-metal granites in Central Mongolia and Baikal region: review of geochemistry, possible magma sources and related mineralization // *J. Geosci.*, 2016, v. 61, p. 105—125, doi: [10.3190/jgeosci.211](https://doi.org/10.3190/jgeosci.211).

Chew B.N., Campbell J.R., Reid J.S., Giles D.M., Welton E.J., Salinas S.V., Liew S.C. Tropical cirrus cloud contamination in sun photometer data // *Atmos. Environ.*, 2011, v. 45, p. 6724—6731, doi: [10.1016/j.atmosenv.2011.08.017](https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2011.08.017).

Cuney M., Barbey P. Uranium, rare metals, and granulite-facies metamorphism // *Geosci. Front.*, 2014, v. 5, p. 729—745, doi: [10.1016/j.gsf.2014.03.011](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.011).

Daoudene Y., Gapais D., Ruffet G., Gloaguen E., Cocherie A., Ledru P. Syn-thinning pluton emplacement during Mesozoic extension in eastern Mongolia // *Tectonics*, 2012, v. 31, TC3001, doi: [10.1029/2011TC002926](https://doi.org/10.1029/2011TC002926).

Gerel O., Kanisawa S., Ishikawa K. Petrological characteristics of granites from the Avdrant and Janchivlan plutons, Khentei Range, Central Mongolia // *Problems of geodynamics and metallogeny of Mongolia / Transactions of the Institute of Geology and Mineral Resources, Mongolian Academy of Sciences*. Ulaanbaatar, 1999, v. 13, p. 34—39.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // *Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: current practices and outstanding issues* / Ed. P.J. Sylvester. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 2008, v. 40, p. 308—311.

Jackson I., Faul U.H., Fitz Gerald J.D., Tan B.H. Shear wave attenuation and dispersion in melt-bearing olivine polycrystals: 1. Specimen fabrication and mechanical testing // *J. Geophys. Res.*, 2004, v. 109, B06201, doi: [10.1029/2003JB002406](https://doi.org/10.1029/2003JB002406).

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ., Berkeley, 2003, 74 p.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // *Treatise on geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford, Elsevier-Pergamon, 2003, v. 3, p. 1—64, doi: [10.1016/B0-08-043751-6/03016-4](https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4).

Skuzovatov S.Yu., Belozerova O.Yu., Vasil'eva I.E., Zarubina O.V., Kaneva E.V., Sokolnikova Yu.V., Chubarov V.M., Shabanova E.V. Centre of Isotopic and Geochemical Research (IGC SB RAS): current state of micro- and macroanalysis // *Geodyn. Tectonophys.*, 2022, v. 13 (2), 0585, doi: [10.5800/GT-2022-13-2-0585](https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0585).

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plešovice zircon — A new natural reference material for U—Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.*, 2008, v. 249, p. 1—35, doi: [10.1016/j.chemgeo.2007.11.005](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005).

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostand. Newslett.*, 1995, v. 19, p. 1—23, doi: [10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x](https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x).

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35, doi: [10.5382/Rev.07.01](https://doi.org/10.5382/Rev.07.01).