

Минералого – геохимические особенности эволюции редкометалльных гранитов и метасоматитов в раннемезозойском ареале магматизма Монголо–Охотского пояса (массив Бага-Газрын, Монголия)

Антипин В. С., Куш Л. В., Одгэрэл Д. О., Белозерова О. Ю.

Аннотация

к статье Антипин В.С. и др. РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ И МЕТАСОМАТИТЫ

МОНГОЛИИ: МИНЕРАЛОГО – ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И СВЯЗЬ С

НИМИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ (массив Бага-Газрын)

В статье приводятся петрографические, минералогические и геохимические данные, полученные при исследовании всех типов пород многофазного массива, и рассмотрена вещественная эволюция магматических и метасоматических образований Бага-Газрынского массива на основе новых прецизионных аналитических материалов. Граниты исследуемого Бага-Газрынского массива уже на ранней стадии формирования пород обогащены многими редкими элементами (Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, Th, U), а также фтором и HREE относительно их средних концентраций в верхней континентальной коре Гранитам Бага-Газрына свойственны глубокие минимумы содержаний Ba, Sr, La и Eu, что является характерной особенностью редкометалльных Li-F гранитов. Геохимическая эволюция многофазного массива Бага-Газрын в постмагматическую стадию характеризуется наиболее интенсивным обогащением грейзенов и микроклинитов литофильными и рудными элементами (Sn, W, Zn) с формированием генетически связанной со становлением массива концентрированной рудной минерализации. В рифтовой зоне повышенной проницаемости, где расположен Бага-газрынский массив, под воздействием мантийного плюма проявлены процессы флюидно-магматического взаимодействия [Коваленко и др., 1999; Antipin et al., 2016], когда под влиянием высокотемпературных глубинных флюидов происходит плавление корового субстрата, определяющее геохимические особенности интрузий Li-F гранитов. Образование гранитной магмы, обогащенной Li, F, Rb, Sn, Ta, может происходить при небольших степенях плавления нижнекорового субстрата. Становление таких массивов, как Бага-Газрынский, определяется их формированием в более верхних горизонтах земной коры, где в магме глубоко проявлены процессы дифференциации, а насыщение растворов летучими компонентами может приводить к образованию в постмагматическую стадию метасоматитов различной щелочности (грейзены-цвиттеры, микроклиниты, альбититы), продуцирующих редкометалльную минерализацию. На примере раннемезозойского ареала магматизма Монголии показано, что процессы гранитообразования и ассоциирующей редкометалльной минерализации обусловлены взаимодействием глубинных флюидов с веществом корового материала и последующей эволюции гранитных магм.

Стр. 14, рис. 5, табл. 9

Ключевые слова:

магматизм, редкометалльные граниты, геохимические типы, геодинамика, минерализация, эволюция, метасоматиты

РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ И МЕТАСОМАТИТЫ МОНГОЛИИ: МИНЕРАЛОГО – ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И СВЯЗЬ С НИМИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ (массив Бага-Газрын)

В.С. Антипин,¹ Л.В. Куц,¹ Д. Одгэрэл,² О.Ю. Белозерова.¹

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

²*Институт геологии, Монгольская академия наук, Улан-Батор, Монголия*

ВВЕДЕНИЕ

Геологическое развитие западной части Монголо-Охотского складчатого пояса в позднепалеозойскую и раннемезозойскую эпохи характеризуется масштабным проявлением ареалов гранитоидного магматизма и высокой редкометалльной продуктивностью [Коваленко и др., 1999; Ярмолук, Кузьмин, 2012]. В Прибайкалье редкометалльные граниты и пегматиты формировались на постколлизиионном средне-позднепалеозойском этапе геологического развития [Антипин, Перепелов, 2011; Макрыгина, Антипин, 2018], а на территории Монголии рудоносные гранитные интрузии наиболее широко проявлены в пределах раннемезозойского ареала магматизма, в центре которого расположен один из крупнейших в Центральной Азии Дауро-Хэнтейский батолит. Его южная половина образована пока еще недостаточно изученным Бага-Хэнтейским плутоном [Коваль и др., 1978; Антипин и др., 1989], к югу и востоку от которого в пределах Центральной Монголии широко распространены гранитоиды различных геохимических типов, образующие периферическую зону данного магматического ареала (рис. 1). В этой зоне наряду с широко развитыми интрузивными известково-щелочными и вулканоплутоническими щелочногранитоидными ассоциациями проявлены редкометалльные граниты в виде сравнительно крупных многофазных массивов (Жанчивланский, Бага-Газрынский и др.) и малых интрузий (Абдарская, Хэнтейская, Хархиринская, Барун-Цогтинская и др.).

Среди эталонных многофазных массивов, представленных гранитоидами различных геохимических типов, наиболее детально исследован Жанчивланский плутон, формирование которого происходило от ранних порфировидных гранитов через равномернозернистые лейкограниты к микроклин-альбитовым и амазонит-альбитовым до альбит-лепидолитовых гранитов, сопровождаемых грейзенами с редкометалльной минерализацией [Коваленко и др., 1971; Коваленко, 1977; Gerel et al, 1999; Antipin et al., 2016]. При этом заключительные фазы массива непосредственно соответствуют редкометалльному типу пород с возрастом 195 ± 0.6 Ма. Его изучение проводилось с позиций анализа геохимической эволюции редкометалльных магм Li-F типа с

образованием поздних топазсодержащих гранитов. Однако не менее представительным и модельным объектом с позиций анализа источников магм и оценки их рудоносности является Бага-Газрынский массив, в котором ранние гранитные фазы прорываются жильными телами грейзенов (цвиттеров) и микроклинитов с Sn-W минерализацией. Массив расположен вблизи Средне-Монгольской Тектонической Линии (ММТЛ), выделенной почти на всей территории Монголии [Томуртогоо, 2002]. В статье приводятся петрографические, минералогические и геохимические данные, полученные при исследовании всех типов пород многофазного массива, и рассмотрена вещественная эволюция магматических и метасоматических образований Бага-Газрына на основе новых прецизионных аналитических материалов.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ.

Силикатные анализы проб гранитов и метасоматитов выполнены классическим химическим методом (аналитик Г.А. Погудина) 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 % Л.В. Алтуховой, И.М. Хмелевской. Редкие и редкоземельные элементы анализировались методом ICP MS Л.А. Чувашовой и Е.В. Смирновой ($\sigma = \pm 5\text{—}10\%$) с замерами на спектрометре Element-2. Измерения редких элементов выполнялись на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7700x фирмы AgilentTechnologies в ЦКП «Байкальский центр нанотехнологий» в технопарке при Иркутском государственном техническом университете (БЦНТ ФГБОУ ВО ИРНИТУ г. Иркутск) О.В. Зарубиной и Н.В. Брянским. Все анализы проводились в ЦКП ИНЦ СО РАН с использованием оборудования ЦКП ИГХ СО РАН и аттестованных стандартов [Geostandards..., 1994]. Определение состава породообразующих и редких минералов осуществлялось на микроанализаторах Geol Superprobe-733 и JXA 8200 О.Ю. Белозеровой.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ, ВЗАИМООТНОШЕНИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ГРАНИТОВ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД БАГА-ГАЗРЫНА.

Бага-Газрынский массив расположен в Центральной Монголии имеет овальную форму и вытянут в широтном направлении в пределах антиклинальной структуры. Породы массива занимают площадь около 120 км² среди образований песчано-сланцевой тощи пермского возраста с прослоями вулканитов (рис. 2). В центральной части Бага-Газрынского плутона преимущественно развиты крупно- и среднезернистые биотитовые

граниты 1-й фазы, которые в эндоконтакте иногда имеют отчетливо выраженную порфировидную структуру. В эндоконтактовой же зоне массива наибольшее распространение имеют мелкозернистые граниты 2-й фазы, которые наиболее широко развиты в западной, южной и восточной частях этой зоны, являются более лейкократовыми породами, часто содержат биотит и редкий топаз. Среди гранитов поздней фазы отмечены шлировые пегматиты иногда с амазонитом и редко с бериллом [Коваленко, 1977].

Гранитные породы обеих фаз массива, в том числе и пегматиты, секутся жильными телами биотитовых грейзенов с топазом (цвиттеры), которые наибольшее развитие имеют в зоне эндоконтакта, где они образуют скопления различных по мощности жил. Обычно, это вертикально падающие жильные тела, толщина которых не превышает 50 м, а их протяженность может быть более 1 км. В центральной части массива цвиттеры встречаются крайне редко. На глубине порядка 100 м мощность жил резко уменьшается, и они расщепляются на маломощные прожилки, которые выклиниваются с глубиной. Обычными для цвиттеров, которым свойственно четко выраженное зональное строение, характерное для пород метасоматического генезиса, являются лепидогранобластовая и гранобластовая структуры.

Часто отмечается следующая смена зон от вмещающих грейзены гранитов массива (Кв+КППШ+Пл+Би+Топ) до следующих минеральных парагенезисов к центру жил: микроклиновый гранит без плагиоклаза (Кв+КППШ+Либ+Топ), биотитовый цвиттер (Кв+Либ+Топ), топазовый цвиттер (Кв+Топ), кварцевая порода (Кв) (рис.3). В центральной зоне цвиттера кварц-биотит-топазового состава встречаются зерна флюорита, циркона, касситерита, вольфрамит, халькопирита и сфалерита. Отмечались также отдельные жильные тела, сложенные только кварц-топазовыми породами с внутренними кварцевыми зонами, либо пересечение этих пород чисто кварцевыми жилами. Поздние прожилки цвиттеров с литиевыми слюдами и топазом обычно содержат богатую касситеритовую минерализацию, а существенно кварцевые породы кроме касситерита содержат вольфрамит. Иногда в них отмечаются монацит и колумбит. Для цвиттеров характерны также поздние тонкие прожилки, образованные литиевыми слюдами (протолитионит, циннвальдит) и топазом.

Важно подчеркнуть, что границы между перечисленными зонами с разным минеральным составом цвиттеров четкие, и для отдельных зон он меняется довольно резко. При толщине жилы в 10 см большая ее часть представлена зонами биотитового и кварц-топазового цвиттера (4-5 см), а центральная кварцевая жила имеет толщину 0.4 – 0.6 см (рис. 3). Кварц-топазовые зоны цвиттеров нередко образуют самостоятельные тела,

которые кроме жильных образований представлены штокверками, либо штокообразными телами.

Наряду с зональными топазсодержащими грейзенами в Бага-Газрынском массиве ранее был исследован другой тип метасоматических пород, названных микроклинитами, имеющих существенно микроклиновый, либо микроклин-альбит-флюоритовый состав, которые часто тяготеют к участкам проявления жильных тел цвиттеров, или к участкам выклинивания этих тел. В.И. Коваленко (1977) характеризует микроклиниты как крупнозернистые породы розовато-серого цвета, образующие меридиональные крутопадающие жилы и приуроченные к разломным зонам среди гранитов ранней фазы. Толщина тел может достигать десятков метров при протяженности до 70 м. Небольшие зоны и прожилки микроклинитов без флюорита часто пространственно совмещены с шлировыми пегматитами и цвиттерами. Крупные кристаллы микроклина в породе иногда содержат включения зерен гематита и флюорита. Судя по наблюдаемым геологическим взаимоотношениям, микроклиниты образовались несколько позже цвиттеров, так как наблюдались случаи пересечения шлирового цвиттера микроклинитом. Наибольшая концентрация тел микроклинитов наблюдалась в центральной части Бага-Газрынского массива среди биотитовых гранитов ранней фазы. В породах массива отмечены также редкие тела кварц-мусковитовых грейзенов, которые встречаются преимущественно в зоне эндоконтакта и обычно накладываются на тела цвиттеров.

Позднетриасовый-раннеюрский возраст Бага-Газрынского массива ранее был установлен К-Ar методом для биотитовых гранитов главной фазы (205 млн. лет) и лейкогранитов поздней фазы (192 млн. лет), а позже подтвержден изотопными исследованиями по породе и слюдам Rb-Sr методом (в среднем 197 млн.лет) при величине первичного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) = 0.7112 \pm 11$ [Коваленко, 1977; Коваленко и др., 1999]. Принимая во внимание, что при процессах грейзенизации изотопные отношения $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ в слюдах могут быть нарушены, другими исследователями были отобраны образцы пород для Ar/Ar датировок вдали от зон грейзенизации. Для всех главных разновидностей гранитоидов Бага-Газрынского массива Ar/Ar методом был также установлен позднетриасовый возраст: 201.0 ± 3.6 Ma для крупнозернистых гранитов, 211.9 ± 4.0 Ma для среднезернистых гранитов и 209.4 ± 3.2 Ma для мелкозернистых гранитов [Machowiak K. et al., 2012]. Определение возраста формирования гранитов отдельных фаз Бага-Газрына различными изотопными методами подтверждает его очевидную принадлежность к раннемезозойскому циклу магматизма в западной части Монголо-Охотского пояса.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ГРАНИТОВ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД.

На основе новых аналитических данных (табл. 1) установлено, что по общему химическому составу биотитовые граниты главной ранней фазы в центральной части массива и лейкограниты поздней фазы в эндоконтакте различаются незначительно. При близкой кремнекислотности и глиноземистости они характеризуются низкими содержаниями оксидов MgO, CaO и устойчивым преобладанием K₂O над Na₂O ($K_2O/Na_2O = 1.1 - 1.7$). К гранитам обеих фаз Бага-Газрына по общему химизму близки пегматоидные амазонит-альбитовые граниты, образующие небольшие шлиры среди поздних лейкогранитов. Им также свойственна калиевая специфика ($K_2O/Na_2O = 1.65$). Граниты главных разновидностей Бага-Газрынского массива содержат близкие по составу щелочные полевые шпаты (в среднем $Or_{77}Ab_{23}$), и только в пегматитах с амазонитом доля альбитового минала в K-Na полевым шпате заметно уменьшается (в среднем $Or_{80}Ab_{20}$). Породы метасоматического генезиса по общему химическому составу резко отделены от эволюционного гранитного ряда. При этом значение K_2O/Na_2O отношения существенно возрастает в метасоматических породах: в цвиттерах в среднем – до 46, и в микроклинитах в среднем – до 34, так как в грейзенах плагиоклаз почти не встречается, а в микроклинитах K-Na полевой шпат преобладает и имеет более значительную долю альбитового минала (в среднем $Or_{65}Ab_{35}$) (табл.8).

Главной особенностью химизма гранитов ранней и поздней фаз Бага-Газрынского плутона является высокое содержание в них фтора, обычно характерное для гранитов Li-F геохимического типа, и превышающее кларк элемента в кремнекислых породах в 4-5 раз (табл. 1). Более высокая концентрация фтора (1.44%) ранее была определена в шлировых пегматитах, завершающих формирование эволюционного ряда пород гранитного состава (Коваленко, 1977). Фтор в гранитных фазах массива и пегматите концентрируется в слюдах, а в лейкогранитах наряду с Li-F слюдами отмечается топаз. Подчеркнем также, что в метасоматических породах значительно более высокая концентрация фтора фиксируется в цвиттерах (в 10-20 раз) и в микроклинитах (в 16-44 раз). В цвиттерах F-содержащими минералами являются циннвальдит, топаз и реже флюорит. В полевошпатовых метасоматитах (микроклинитах) флюорит наряду с полевыми шпатами и кварцем является уже практически пороодообразующим минералом (до 6%).

На примере многофазного массива Бага-Газрын отчетливо видно, что геохимическая эволюция при его формировании не приводит к существенному перераспределению редких элементов в гранитах последовательных фаз. Отмечается лишь заметный рост содержаний Rb и HREE в лейкогранитах поздней фазы, что выражается уменьшением в них величин K/Rb и La/Yb отношений, индикаторных для процесса

дифференциации гранитоидной магмы (табл. 1, рис.4). В целом, большинство проанализированных литофильных, халькофильных и высокозарядных элементов не показывают значительных, а также закономерных вариаций в уровне содержаний в различных фазах Бага-Газрынского массива. Особенно показательным в этом отношении является поведение таких элементов как Sn и W, которые имеют близкие средние содержания в гранитах 1-й и 2-й фаз (Sn=13.6 и 16.8; W=9.3 и 5.2 соответственно) и не фиксируется существенного концентрирования этих элементов, образующих рудную минерализацию в пределах многофазного массива. В завершающих его формирование на магматическом этапе в пегматоидных шлирах также не отмечается обогащения их Sn и значительного накопления в породах W (табл. 1).

Однако более важные в практическом отношении закономерности распределения редких и рудных элементов проявлены в зональных телах пород метасоматического генезиса, характеризующихся различиями минеральных ассоциаций и несущих в массиве главную рудную минерализацию (табл. 1, 2). В полированных шлифах из разных типов пород массива на микрозонде Superprobe JXA-8200 во всех разновидностях пород обнаружены включения размером 10-25 мкм зерен гематита, флюорита, мусковита, биотита, циркона. Минералы-концентраторы редких земель и Y представлены флюоритом, ксенотимом, монацитом.

Флюорит характеризуется геохимическими различиями: из гранитов ранней и поздней фаз: он содержит от 2.06 до 3.39 % Y, в цвиттерах - от 0.1 до 1.83 %, в микроклинитах содержание Y во флюорите ниже предела обнаружения. Составы монацитов из разных типов пород, имеют примеси до 0.5 % Fe, W, Sn, Si, Y (рис. 4, табл. 5, 6). Циркон цвиттеров отличается от циркона биотитовых гранитов и микроклинитов повышенным содержанием U – 0.7–1.25% и имеет сложное зональное строение. Цирконы из всех типов пород имеют примеси Th, Fe, Ti, Ca, F, а содержание Y - до 0,53 % в гранитах, до 0.87% - в центральной зоне цвиттера, 0.58% - в микроклинитах (табл. 9). Биотиты в отдельных типах пород различаются незначительно и содержат примеси Zr, Th, Y (табл. 7).

По сравнению с гранитами главной и поздней фаз в цвиттерах Бага-Газрына значительно возрастают содержания F, Sn и W, что обуславливает кристаллизацию в различных зонах этих грейзенов F-Li слюд, топаза, редко флюорита, а также касситерита и вольфрамит. Наряду с высокими содержаниями в цвиттерах фтора, они обогащены Li, Rb, Cs (рис. 4), которые концентрируются в Li слюдах, микроклине, а также рудными элементами Zn и Cu с появлением в породах сфалерита и халькопирита. Необходимо подчеркнуть, что высокозарядные элементы (Zr, Hf, Nb, Ta и Ti), а также Th, U не

проявляют существенных различий в гранитах различных фаз и метасоматитах Бага-Газрына, поэтому Nb/Ta и Zr/Hf отношения меняются в достаточно узких пределах в магматических и метасоматических породах. При этом значительного обогащения их танталом, свойственное Ta-носным Li-F гранитам (Рудные горы в Германии, Жанчивлан в Монголии), не отмечается, а Nb/Ta отношение в них обычно заметно превышает 1 (6.8-8.4 в гранитах и 6.2-9.8 в метасоматитах). Исключение составляют шлировые пегматиты Бага-Газрына, в которых среднее содержание Ta=58 г/т, а Nb/Ta=1.2 (табл. 1). Это согласуется с данными о наиболее высоком ресурсном потенциале тантала, связанном с редкометалльными пегматитами и Li-F гранитами, содержащими такие минералы как танталит, колумбит, микролит и др. с $Nb_2O_5/Ta_2O_5 < 1-3$ (Ткачев и др., 2019). Пегматиты Бага-Газрына с амазонитом обогащены также Li, Rb, Nb и W, фиксируя характерный для Li-F гранитов процесс дифференциации гранитной магмы на позднемагматическом этапе (рис. 4).

Зональные тела цвиттеров проявляют вполне определенные геохимические различия при сравнении отдельных зон, различающихся по минеральному составу. Максимально обогащены Li, Ta и Sn зоны грейзенизированного гранита вблизи контакта с ним жил, а также следующих за ним зон цвиттера с биотитом и топазом (табл. 2, рис. 4). В центральной преимущественно кварцевой зоне жил цвиттеров отмечаются отдельные высокие содержания Sn (до 403 г/т) и W (до 1600 г/т), но в среднем их концентрации, а также Li, Rb, Cs, Ta и Nb существенно ниже по сравнению с промежуточными зонами грейзенов с циннвальдитами и топазами. Однако, в указанной центральной зоне содержания Ba, Sr и LREE резко уменьшаются из-за отсутствия в ней минералов-концентраторов этих элементов (табл.3,4). Вместе с тем, процесс геохимической эволюции Бага-Газрынского массива направлен в сторону обогащения поздних метасоматических пород тяжелыми лантаноидами. Это наиболее отчетливо выражено в поздних микроклинитах, которые содержат минералы-концентраторы REE: монацит, колумбит, флюорит.

Всем породам массива на мультиэлементных спектрах свойственно наличие глубокого минимума Eu, Ba и Sr (рис.4), отражающего длительное эволюционное развитие многофазного плутона при фракционировании из гранитных расплавов полевых шпатов и постепенного исчезновения их в процессах формирования зональных тел грейзенов (цвиттеров) от грейзенизированных гранитов до центральных кварцевых зон.

Специально необходимо дать анализ распределения главных рудных элементов Sn и W в различных типах пород рудоносного Бага-Газрынского массива. На диаграмме Sn – W (рис.5) граниты обеих фаз образуют компактное поле с наиболее низкими содержаниями

обоих элементов по сравнению с поздними метасоматическими породами. В большинстве анализов пород гранитного состава концентрации Sn и W превышают их средний кларковый уровень в гранитоидах, а наиболее высокое содержание W отмечено в амазонит-альбитовом пегматоиде (18.9 г/т). По сравнению с вмещающими гранитами массива среди зональных тел цвиттеров наиболее высокие содержания Sn установлены в грейзенизированных гранитах, а также в зонах, обогащенных слюдой и топазом, в которых достигаются максимальные концентрации рудного элемента (4824-9992 г/т). В зоне биотитовых цвиттеров в большинстве проб содержания Sn и W заметно снижаются, однако в отдельных пробах с вольфрамитом в этой зоне зафиксированы максимальные концентрации W (до 27000 г/т). На приведенной диаграмме (рис. 5) обособлено находится большинство проб из центральной кварцевой зоны цвиттера, которой обычно завершается

процесс грейзенизации. Породы этой зоны близки по уровню содержаний Sn относительно зон с биотитом и топазом, однако, как правило, обогащены W и имеют более высокие его концентрации (до 1600 г/т).

Микроклиниты Бага-Газрына в отличие от грейзенов заметно обеднены W, при этом намечается отчетливо выраженный тренд роста концентраций Sn по мере уменьшения в метасоматитах W. Это характерно как для микроклинитов, так и для биотитовых с топазом цвиттеров (рис. 5). Таким образом, на основании проведенных минералого-геохимических исследований гранитоидов и метасоматических пород Бага-Газрынского массива можно констатировать различную рудную продуктивность магматического этапа формирования гранитов, а также метасоматитов, различающихся минеральными ассоциациями (зональные цвиттеры и микроклиниты). При этом при формировании гранитов не происходит значительного обогащения поздних пород Sn, которое свойственно цвиттерам с биотитом и топазом и микроклинитам при одновременном уменьшении в них содержаний W. Следовательно, эти метасоматиты специализированы в значительной степени в отношении олова. Завершение процесса грейзенизации с образованием центральных преимущественно кварцевых зон цвиттеров характеризуются резко выраженной специализацией в отношении вольфрама, где чаще отмечается вольфрамит и высокие рудные концентрации этого элемента.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проблема происхождения рудогенерирующих магм относится к числу фундаментальных проблем геологической науки. Определенный вклад в ее решение вносит изучение редкометалльных гранитов различных вещественных типов, образующих

многофазные массивы в связи с процессами дифференциации расплавов на уровне магматических очагов, либо промежуточных камер, а также ярко выраженная минералогическая специализация, с сопутствующей рудной минерализацией. В апикальных частях магматических тел граниты Li-F геохимического типа нередко обогащены литофильными редкими элементами (Li, Rb, Sn, W, Nb, Ta, Be, F и др.). Классические примеры месторождений этих элементов известны в Рудных горах (Германия, Чехия), Центральном Французском массиве (Франция), Корнуолле (Англия), Забайкалье и Монголии, где они пространственно и по возрасту часто тесно связаны с интрузиями редкометалльных гранитов и жильными сериями пегматитов.

В большинстве рудоносных провинций Европы, Америки и Центральной Азии (Забайкалье, Прибайкалье, Монголия, Алтай, Казахстан, Китай и др.) исследовались редкометалльные Li-F граниты, обогащенные рудными акцессорными минералами и ответственные за генерирование рудоносных растворов в процессе эволюции гранитного магматизма (Коваленко и др., 1999; Ярмолук, Кузьмин, 2012; Сырицо, Баданина, 2013; Владимиров и др., 2019; Анникова и др., 2019 и др.). Центрально-Азиатский редкометалльно-гранитно-пегматитовый пояс формировался с середины палеозоя вплоть до начала раннего мела как следствие последовательной постколлизийной активизации орогенных сооружений. С учетом гипотезы смешанного ювенильно-корового происхождения гранитоидных расплавов миграция ареалов редкометалльно-гранитового магматизма отражает, вероятно, процесс взаимодействия мантийных и коровых магм (Коваленко и др., 1999).

Гранитоиды многофазного Бага-Хэнтейского плутона в центральной части раннемезозойского ареала магматизма (Монголия), в периферической зоне которого расположен Бага-Газрынский массив, относятся к геохимическому типу палингенных образований известково-щелочного ряда [Таусон, 1977]. Все гранитоидные фазы Бага-Хэнтея не показывают больших различий по своим геохимическим характеристикам, и поле их составов перекрывает, либо расположено близко к среднему составу верхней континентальной коры (рис. 4), что подтверждает их преимущественно коровое происхождение. По данным изотопно-геохимических исследований [Коваленко и др., 1999; Коваленко и др., 2003] в образовании Бага-Хэнтейского плутона и его магматического обрамления участвовали мантийные и коровые источники расплавов. При высокой степени плавления протолита раннекаледонской континентальной коры Хэнтейского прогиба формировались гранодиориты ядра ареала (1-я фаза Бага-Хэнтея). Бага-Хэнтейский массив является частью Дауро-Хэнтейского батолита, образование которого связывается с воздействием Монгольского плюма на нижние горизонты

континентальной коры в зоне коллизионного сжатия, возникшей при закрытии Монголо-Охотского океана [Кузьмин, Ярмолук, 2014]. Здесь же в центральной части ареала изучены редкометалльные Li-F граниты Хэнтэйской интрузии, в которых по сравнению с Бага-Газрынскими гранитами концентрирование характерных для этого типа пород элементов проявлено в незначительной степени, но они в большей мере обогащены высоkozарядными элементами Zr, Hf, Nb, Zr, Th, U, что указывает на возможный глубинный источник накопления этих элементов (Антипин и др., 2019).

Граниты исследуемого Бага-Газрынского массива на периферии данного магматического ареала, где широко были проявлены процессы рифтогенеза, уже на ранней стадии формирования пород обогащены многими редкими элементами (Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, Th, U), а также фтором и HREE относительно их средних концентраций в верхней континентальной коре (табл.1, рис. 4). В отличие от гранитоидов Бага-Хэнтэйского плутона, расположенного в ядре ареала, гранитам Бага-Газрына свойственны глубокие минимумы содержаний Ba, Sr, La и Eu, что является характерной особенностью Li-F гранитов. Геохимическая эволюция массива Бага-Газрын в постмагматическую стадию характеризуется наиболее интенсивным обогащением грейзенов и микроклинитов литофильными и рудными элементами (Sn, W, Zn) с формированием генетически связанной со становлением массива концентрированной минерализации.

Формирование редкометалльных магм в последнее время связывают с образованием глубинных CO₂-H₂O-F-содержащих флюидов в процессе воздействия мантийного диапира на породы нижних горизонтов континентальной коры при участии коровых компонентов в источнике магм [Коваленко и др., 1999; Cuney, Barbey, 2014; Antipin et al., 2016]. Редкометалльные Li-F граниты широкое развитие получили в внутриплитной геодинамической обстановке Центральной Азии (Прибайкалье, Забайкалье, Монголия), где по геохимическим характеристикам они резко отличаются от раннепалеозойских коллизионных гранитоидов, формирующихся при плавлении верхней континентальной коры [Антипин, Перепелов, 2011; Макрыгина, Антипин, 2018].

Многофазные крупные массивы рудоносных Li-F гранитов Центральной Монголии (Бага-Газрынский, Жанчивланский и др.) расположены в рифтовом обрамлении зонального ареала с находящимся в его центре Бага-Хэнтэйским плутоном известково-щелочных гранитоидов, являющимся частью Дауро-Хэнтэйского батолита.

ВЫВОДЫ

1. Бага-Газрын является модельным примером рудоносного массива в периферической части зонального раннемагматического ареала и формировался в геологической обстановке в пределах рифтовой области под воздействием одного из

плюмов Центрально-Азиатского горячего поля мантии [Ярмолюк, Кузьмин, 2012]. Поэтому при сопоставлении гранитоидов Бага-Хэнтейского и Бага-Газрынского плутонов необходимо учитывать различия геодинамических процессов, определивших их образование и геохимические особенности пород в различных частях тектоно-магматического ареала.

2. Петрогеохимические различия в составе продуктов палингенного гранитообразования отражены в слабой дифференцированности пород Бага-Хэнтейского плутона, что могло определяться условиями анатексиса и последующим формированием расплавов в обстановке коллизионного сжатия. Магматические расплавы Бага-Газрынского массива формировались в рифтогенной обстановке растяжения, благоприятствовавшей их дифференциации и проникновению в верхние горизонты коры рудоносных растворов, формирующих концентрированную минерализацию Sn и W. В рифтовой зоне повышенной проницаемости южной части ареала под воздействием мантийного плюма проявлены процессы флюидно-магматического взаимодействия, когда под влиянием высокотемпературных глубинных процессов происходит плавление корового субстрата, определяющее геохимические особенности интрузий редкометалльных гранитов. Вероятно, образование гранитной магмы, обогащенной литофильными элементами, может происходить при небольших степенях плавления нижнекорового субстрата.

3. На примере массива Бага-Газрын показано, что становление многофазных плутонов, определяется их формированием в более верхних горизонтах земной коры, где в магме глубоко проявлены процессы ее дифференциации, а насыщение растворов летучими компонентами может приводить к образованию в постмагматическую стадию метасоматитов различной щелочности (грейзены-цвиттеры, микроклиниты, альбититы), продуцирующих редкометалльную минерализацию (Sn, W, Li, Ta, Nb). На примере ранне-мезозойского ареала магматизма Монголии можно предположить, что процессы гранитообразования и ассоциирующей редкометалльной минерализации обусловлены взаимодействием глубинных флюидов с веществом корового материала и последующей длительной эволюции гранитных магм.

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

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1.3.(0350-2016-0029) и при поддержке РФФИ (грант 19-05-00172).

ЛИТЕРАТУРА

Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Смирнов С.З., Ойцева Т.А., Михеев Е.И., Джес Е.Н., Травин А.В., Дьячков Б.А., Маслов В.И., Гертнер И.Ф. Геология и минералогия Ново-Ахмировского месторождения литиевых топаз-циннвальдитовых гранитов (Восточный Казахстан) // Литосфера, 2019, № 2, С.304-326.

Антипин В.С., Перепелов А.Б. Позднепалеозойский редкометалльный гранитоидный магматизм Южного Прибайкалья // Петрология, 2011, т.19, №4, с. 386-398.

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., академик Кузьмин М.И., Одгэрэл Д., Куш Л.В., Шептякова Н.В. Сравнительная геохимическая характеристика и генезис крупных многофазных плутонов в ядрах и на периферии разновозрастных ареалов Монголо-Охотского складчатого пояса. Доклады Академии наук, 2019, т.487, №4, с. 69-74.

Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Мурзинцев Н.Г., Травин А.В., Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Гаврюшкина О.А., Ойцева Т.А. Возрастные рубежи и оценка длительности формирования Калгутинской Мо-W рудно-магматической системы (Алтай): термохронология и математическое моделирование // Геология и геофизика, 2019, № 8, С. 1126-1152.

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

Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Гундсамбуу Ц., Цеден Ц., Буян Ч., Горегляд А.В., Черная Л.И., Владыкин Н.В. Геохимическая характеристика цвиттеров – нового типа оловорудных метасоматитов Монголии (состав, зональность, паргенезисы) // Доклады Академии наук, 1970, т. 190, № 3, с. 690-693.

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.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 2. Петрология и геохимия // Петрология, 2003, т. 11, №3, с. 227-254.

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.

Макрыгина В.А., Антипин В.С. Геохимия и петрология метаморфических и магматических пород Ольхонского региона Прибайкалья. Новосибирск, Издательство ГЕО, 2018, 248 с.

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

Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В. Геохимия летучих и фтора в эндогенных процессах. Часть 1. Фтор. Санкт-Петербург. Учебное пособие. Санкт-петербургский государственный университет. 2013. 56 с.

Ткачев А.В., Рундквист Д.В., Вишневская Н.А. Особенности суперконтинентальных циклов в металлогении тантала // Доклады Академии наук, 2019, т. 486, № 1, с. 69-73.

Томуртогоо О. Тектоническая карта Монголии, м-б 1:1000000. Под ред. О.Томуртогоо, Академия наук Монголии, Агентство минеральных ресурсов Монголии, 2002.

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.

Antipin V., Gerel O., Perepelov A., Odgerel D., Zolboo Ts. Late Paleozoic and Early Mesozoic rare-metal granites in Central Mongolia and Baikal region: review of geochemistry, possible magma sources and related mineralization. Journal of Geosciences, v. 61, 2016, p. 105-125.

Cuney M., Barbey P. Uranium, rare metals, and granulite-facies metamorphism// Geoscience Frontiers, 2014, v. 5, p. 729-745.

Geostandards Newletters. 1994. Spec. Issue. July. 1994, V/ XVIII.

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, 1999, v. 13, p. 34-39.

Machowiak K., Stawikowski W., Achramowicz S. Late Triassic $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ ages of the Baga-Gazryn Chuluu granites (Central Mongolia) // Journal of Geosciences, 2012, v. 57, p. 173-188.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust. In: Holland H.D, Turekian KK (eds). Treatise on Geochemistry, v. 3, The Crust. Elsevier-Pergamon, Oxford, p. 1-64.

Подписи к рисункам для статьи Антипин В.С. и др. «Раннемезозойские редкометалльные граниты и метасоматиты Монголии: минералого-геохимические особенности и связь с ними рудной минерализации(массив Бага-Газрын, Монголия)»

Рис. 1. Схема позднепалеозойского и раннемезозойского гранитоидного магматизма Прибайкалья и Северной Монголии с расположением отдельных массивов редкометалльных гранитов.

Рис. 2. Схема геологического строения Бага-Газрынского массива по [Коваленко и др., 1971]

1 – песчано-сланцевая толща с прослоями вулканических пород пермского возраста; 2 – крупно- среднезернистые биотитовые граниты ранней (1-й) фазы; 3 – мелкозернистые лейкограниты поздней (2-й) фазы; 4 – зоны грейзенизации гранитов и жильных грейзенов (цвиттеры); 5 – зоны брекчирования и разломы; 6 – элементы залегания пород; 7 – места отбора проб и образцов; 8 – проявления трахиандезитов.

Рис. 3. Зональное строение цвиттера (Южная часть Бага-Газрынского массива)

Q – кварц; Fsp – микроклин; Bt-биотит, Trz-топаз; W-вольфрамит.

Рис. 4 . Спайдер-диаграммы распределения элементов в метасоматитах Бага-Газрынского массива (Монголия)

1 – грейзенизированные граниты, 2 – биотитовые цвиттеры, 3 – топазовые цвиттеры, 4 – центральная зона цвиттера, 5 - микроклиниты, 6 – амазонит-альбитовые пегматиты А – поле гранитоидов многофазного Бага-Газрынского плутона; В - поле главных разновидностей гранитоидов многофазного Бага-Хэнтэйского плутона.

Средние содержания элементов по каждому типу пород нормированы на средний состав континентальной коры (Rudnick R.L., Gao S., 2003). На диаграмме показаны средние составы нижней (LC) и верхней (UC) континентальной коры.

Рис. 5. Корреляция Sn-W в разных типах магматических и метасоматических пород Бага-Газрынского массива

1 – граниты главной фазы, 2 – лейкократовые граниты поздней фазы, 3 – амазонит-альбитовые пегматиты, 4 – грейзенизированные граниты, 5 - биотитовые цвиттеры, 6 – топазовые цвиттеры, 7 – центральная зона цвиттера, 8 – микроклиниты.

На рисунке выделено поле гранитов обеих фаз Бага-Газрынского массива для сравнения с ними особенностей распределения Sn и W в метасоматитах (различные зоны цвиттеров и микроклиниты).

Табл. 1. Химический состав гранитов и микроклинитов Бага-Газрынского массива (Монголия)

| Элемент | Биотитовые граниты главной фазы | | | | Лейкограниты поздней фазы | | | | Микроклиниты | | | | | |
|--------------------------------|---------------------------------|-------|----------|--------|---------------------------|-------|--------|-------|--------------|-------|--------|--------|--------|--------|
| | 952 | 1014 | 1033 | 1045 | 957 | 1011 | 1021 | 1032 | 1013 | 1016 | 1016/2 | 1038 | 1044 | 1040 |
| SiO ₂ мас. % | 76.01 | 74.56 | 76.5 | 77.04 | 77.24 | 75.60 | 78.42 | 76.81 | 57.19 | 59.91 | 56.10 | 76.02 | 65.11 | 71.64 |
| TiO ₂ | 0.06 | 0.08 | 0.18 | 0.16 | 0.07 | 0.05 | 0.14 | 0.13 | 0.06 | 0.04 | 0.11 | 0.1 | 0.15 | 0.14 |
| Al ₂ O ₃ | 13.03 | 12.68 | 12.25 | 12.34 | 12.19 | 12.81 | 1.53 | 12.46 | 19.28 | 18.51 | 15.51 | 11.43 | 17 | 13.13 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.47 | 0.60 | 0.39 | 0.11 | 1.65 | 0.24 | 0.26 | 0.09 | 0.87 | 0.61 | 2.32 | 0.68 | 0.16 | 0.54 |
| FeO | 1.32 | 0.97 | 1.03 | 0.095 | 1.48 | 1.22 | 0.89 | 1.37 | 6.11 | 4.43 | 8.96 | 0.76 | 0.17 | 1.29 |
| MnO | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | <0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.07 | <0.03 | 0.10 | 0.03 | 0.03 | 0.03 |
| MgO | <0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.03 | <0.05 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.19 | 0.09 | 0.19 | 0.06 | 0.03 | 0.05 |
| CaO | 0.55 | 0.43 | 0.52 | 0.68 | 0.64 | 0.25 | 0.28 | 0.42 | 0.70 | 0.26 | 2.26 | 1.65 | 0.79 | 0.68 |
| Na ₂ O | 4.00 | 3.65 | 3.02 | 2.91 | 3.34 | 3.97 | 2.85 | 2.95 | 0.43 | 0.41 | 0.18 | 0.11 | 0.55 | 0.62 |
| K ₂ O | 4.59 | 4.50 | 5.13 | 5 | 4.61 | 4.50 | 4.72 | 4.68 | 11.44 | 11.32 | 8.62 | 6.7 | 13.24 | 9.9 |
| P ₂ O ₅ | 0.008 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.009 | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.07 | 0.05 | 0.06 |
| F | 0.54 | 0.37 | 0.30 | 0.36 | 0.38 | 0.36 | 0.28 | 0.66 | 1.58 | 1.29 | 3.52 | 1.15 | 0.5 | 0.83 |
| п.п.п. | 0.74 | 0.56 | 0.56 | 0.74 | 0.71 | 0.49 | 0.63 | 0.71 | 1.71 | 1.43 | 2.36 | 1.81 | 0.82 | 1 |
| Сумма | 100.5 | 98.81 | 100.25 | 100.45 | 100.5 | 100.5 | 100.91 | 100.5 | 99.63 | 98.45 | 103.80 | 100.57 | 99.8 | 99.92 |
| Li, г/т | 230 | 174 | 112 | 110 | 142 | 174 | 167 | 150 | 1610 | 1590 | 2890 | 4325 | 45 | 925 |
| Rb | 654 | 392 | 396 | 275 | 535 | 576 | 497 | 493 | 5.1 | 5.3 | 5.2 | 1777 | 1220 | 1104 |
| Cs | 20.00 | 20 | 12 | 8 | 12 | 14 | 18 | 14 | 90 | 74 | 140 | 82 | 26 | 30 |
| Ba | 25 | 48 | 127.97 | 112.64 | 30 | 9.4 | 35.59 | 32.62 | 222 | 243 | 196 | 119.21 | 995.96 | 300.07 |
| Sr | 13.6 | 18 | 51.01 | 42.66 | 18 | 8.2 | 32.45 | 32.90 | 26 | 28 | 22 | 188.84 | 68.78 | 65.86 |
| Be | 15.0 | 14.5 | 9.62 | 12.57 | 5.8 | 8.1 | 6.59 | 6.84 | 5.2 | 3.58 | 5.6 | 28.14 | 3.10 | 4.36 |
| Sn | 28 | 8.9 | 4.68 | 12.85 | 29 | 5.3 | 25.00 | 7.99 | 191 | 1667 | 403 | 72.96 | 10.76 | 9.37 |
| W | 8.80 | 4.2 | 7.2 17.0 | 4.1 | 4.1 | 6.9 | 4.0 | 5.6 | 26 | 12 | 10 | 4.4 | 300 | 2.4 |
| Pb | 44 | 28 | 37.65 | 25.19 | 32 | 26 | 36.39 | 26.75 | 79 | 28 | 24 | 8.68 | 31.44 | 27.96 |
| Zn | 22 | 171 | 96.19 | <ПО | 40 | 273 | 50.44 | 73.47 | 490 | 276 | 416 | 191.78 | <ПО | 59.92 |
| Cu | 15 | 0.74 | 11.63 | 9.74 | 29 | 3.30 | 11.05 | 15.23 | 7.0 | 3.04 | 67 | 14.81 | 9.76 | 10.55 |

Продолжение табл.1

| | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|--------|--------|------|------|-------|--------|--------|-------|
| Co | 0.60 | 0.61 | 0.67 | 0.88 | 0.73 | 0.65 | 0.71 | 0.66 | 1.81 | 1.14 | 3.51 | 3.03 | 0.92 | 0.89 |
| Ni | 26 | 17 | 14.50 | 48.23 | 22 | 9.4 | 32.39 | 25.81 | 3.40 | 6.0 | 9.4 | 25.38 | 12.70 | 39.70 |
| Cr | 33 | 55 | 26.21 | 74.71 | 28 | 26 | 51.56 | 39.40 | 6.9 | 10.7 | 20 | 32.96 | 17.90 | 75.63 |
| V | 1.61 | 1.21 | 3.36 | <ПО | 1.92 | 1.71 | 1.15 | 1.65 | 3.22 | 4.58 | 3.59 | 9.06 | 0.92 | 1.77 |
| Y | 132 | 85 | 71.12 | 39.19 | 146 | 138 | 112.09 | 123.58 | 54 | 19 | 104 | 806.03 | 108.84 | 72.37 |
| Nb | 65 | 39 | 30.88 | 24.50 | 50 | 56 | 37.28 | 45.48 | 15 | 17 | 43 | 48.12 | 28.28 | 13.43 |
| Ta | 9.6 | 4.61 | 4.22 | 3.06 | 6.0 | 9.0 | 5.85 | 6.30 | 1.84 | 7.5 | 5.7 | 4.90 | 4.02 | 1.69 |
| Nb/Ta | 6.77 | 8.5 | 7.32 | 8.0 | 8.33 | 6.22 | 6.37 | 7.22 | 0.54 | 2.67 | 7.54 | 9.8 | 7.0 | 7.94 |
| Zr | 160 | 150 | 167 | 177 | 178 | 155 | 144 | 183 | 185 | 50 | 158 | 15 | 187 | 188 |
| Hf | 9.6 | 7.7 | 7.33 | 7.29 | 9.4 | 10.3 | 7.91 | 9.37 | 8.5 | 6.2 | 7.7 | 0.8 | 7.63 | 7.74 |
| Zr/Hf | 16.67 | 19.48 | 22.8 | 24.28 | 19 | 15 | 18 | 19.6 | 22 | 8.1 | 20.52 | 19 | 24.5 | 24.41 |
| Th | 54 | 44 | 33.74 | 26.50 | 55 | 66 | 46.63 | 55.23 | 17 | 28 | 39 | 253 | 50.06 | 48.24 |
| U | 10.1 | 8.6 | 11.28 | 8.90 | 6.4 | 4.11 | 3.53 | 5.27 | 8.3 | 5.4 | 15.0 | 2.56 | 8.46 | 4.48 |

Табл. 2. Химический состав зональных цвиттеров Бага-Газрынского массива (Монголия)

| Элемент | Грейзенизированный гранит | | | | Биотитовый цвиттер | | | | Топазовый цвиттер | | | | Центральная зона цвиттера | | | | | |
|--------------------------------|---------------------------|-----------|-------|-------|--------------------|-------|-------|-------|-------------------|-------|-------|-----------|---------------------------|-----------|-------|-------|-------|-------|
| | Кв+КППШ+Би+Топ | | | | Кв+Сл+Топ | | | | Кв+Топ+рудн.мин. | | | | Кв+Топ+рудные минералы | | | | | |
| | 953/2 | 958 | 1036 | 1041 | 959 | 1012 | 1015 | 1042 | 962 | 1029 | 1034 | 951 | 954 | 960 | 961 | 1030 | 1031 | 1037 |
| SiO ₂ мас. % | 77.14 | 75.36 | 75.92 | 74.22 | 85.38 | 80.64 | 87.18 | 83.53 | 79.67 | 79.55 | 79.02 | 87.07 | 87.60 | 93.70 | 87.03 | 90.6 | 91.07 | 89.45 |
| TiO ₂ | 0.06 | 0.06 | 0.15 | 0.18 | 0.13 | 0.10 | 0.11 | 0.09 | 0.09 | 0.14 | 0.15 | 0.04 | 0.09 | 0.07 | 0.08 | 0.12 | 0.14 | 0.09 |
| Al ₂ O ₃ | 12 | 12.35 | 12.3 | 13.35 | 6.44 | 6.81 | 4.23 | 6.52 | 10.58 | 10.5 | 9.8 | 9.43 | 6.00 | 3.10 | 6.18 | 4.11 | 3.8 | 5.36 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.31 | 6.77 | 0.67 | 0.45 | 0.11 | 0.62 | 1.43 | 0.56 | 3.66 | 0.11 | 1.22 | 1.11 | 2.61 | 0.96 | 1.85 | 0.09 | 0.31 | 0.05 |
| FeO | 1.18 | 6.1 | 3.9 | 3.97 | 3.24 | 4.09 | 2.11 | 1.9 | 3.29 | 3.83 | 3.52 | 1 | 2.35 | 0.86 | 1.67 | 1.26 | 1.24 | 1.52 |
| MgO | 0.05 | <0.0 5 | 0.07 | 0.03 | 0.08 | 0.08 | 0.07 | 0.03 | 0.05 | 0.03 | 0.03 | <0.0 5 | <0.0 5 | <0.0 5 | 0.21 | 0.03 | 0.03 | 0.03 |
| MnO | 0.02 | 0.24 | 0.12 | 0.08 | 0.05 | 0.07 | 0.15 | 0.012 | 0.12 | 0.08 | 0.05 | 0.02 | 0.07 | 0.02 | 0.08 | 0.07 | 0.07 | 0.04 |
| CaO | 0.31 | 0.43 | 0.8 | 1.04 | 0.73 | 1.08 | 0.68 | 1.95 | 0.9 | 0.68 | 0.71 | 0.75 | 0.6 | 0.48 | 0.53 | 0.5 | 0.44 | 0.28 |
| Na ₂ O | 3.2 | 0.08 | 0.24 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.11 | 0.15 | 0.18 | 0.08 | 0.05 | 0.17 | 0.08 | 0.04 | 0.21 | 0.09 |
| K ₂ O | 4.43 | 2.66 | 2.48 | 2.47 | 1.94 | 2.9 | 1.61 | 2.2 | 1.98 | 1.22 | 1.6 | 0.75 | 2.13 | 1.5 | 2.14 | 1.42 | 1.4 | 0.53 |
| P ₂ O ₅ | 0.015 | 0.02 | 0.06 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.027 | 0.04 | 0.05 | 0.012 | 0.012 | 0.04 | 0.03 | 0.06 | 0.06 | 0.09 |
| F | 1.55 | 2.6 | 3.36 | 4.17 | 1.48 | 1.70 | 0.79 | 1.74 | 1.3 | 3.47 | 2.7 | 3.0 | 0.9 | 0.4 | 1.15 | 0.6 | 0.52 | 1.74 |
| п.п.п. | 0.82 | 2.00 | 1.92 | 1.89 | 1.06 | 1.43 | 1.22 | 2.14 | 1.6 | 1.02 | 1.36 | 1.21 | 1.33 | 0.44 | 1.46 | 0.85 | 0.74 | 0.29 |
| Сумма | 100.0 | 99.97 | 101.6 | 101.6 | 101.1 | 99.77 | 100.3 | 100.5 | 98.74 | 100.9 | 100.8 | 100.5 | 100.5 | 100.5 | 99.99 | 100.1 | 100.1 | 99.92 |
| Li, г/т | 392 | 1220 | 1400 | 1362 | 800 | 1520 | 552 | 500 | 612 | 475 | 720 | 80 | 396 | 63 | 192 | 180 | 195 | 105 |
| Rb | 720 | 926 | 751 | 654 | 479 | 672 | 456 | 386 | 506 | 396 | 533 | 135 | 516 | 184 | 363 | 274 | 283 | 75 |
| Cs | 16 | 57 | 57 | 52 | 28 | 38 | 20 | 22 | 13 | 30 | 53 | 3 | 16.00 | 2 | 12 | 11 | 10 | 2 |
| Ba | 38 | 40 | 32.94 | 29.97 | 27 | 31 | 23 | 24.10 | 36 | 19.0 | 326 | 17 | 44 | 415 | 67 | 25.5 | 28.20 | 14.73 |
| Sr | 18 | 17 | 39.67 | 33.14 | 23 | 21 | 28 | 34.98 | 0.37 | 33.31 | 36.02 | <ПО | 31 | 31 | 33 | 37.78 | 34.80 | 31.44 |
| Be | 3.1 | 2.91 | 3.71 | 3.41 | 2.85 | 3.14 | 6.0 | 3.60 | 1.85 | 2.14 | 3.47 | 1.07 | 3.19 | 0.99 | 3.63 | 39.6 | 2.46 | 0.85 |

Продолжение табл. 2

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|------|------|-------|-------|------|------|------|--------|-------|--------|-------|------|------|------|------|-------|------------|-------|
| Sn | 1108 | 76 | 9992 | 77.08 | 322 | 258 | 32 | 68.14 | 540 | 26.44 | 4824 | 112 | 210 | 25 | 50 | 192 | 30.17 | 725 |
| W | 36 | 13 | 12.0 | 7.20 | 5 | 4 | 7.6 | 27000 | 11 | 6.60 | 7.80 | 10 | 19 | 12 | 13 | 9.90 | 13.0 | 1600 |
| Pb | - | 39 | 2.37 | 7.93 | 1.76 | 1.81 | 3.96 | 44.33 | 45 | 35.89 | 5.02 | 26 | 20 | 11.2 | 13.9 | 138.7 | 3.87 | 4.32 |
| Zn | 86 | 96 | 130 | 52.06 | 277 | 276 | 474 | 30.58 | 78 | 116.49 | 123 | 73 | 29 | <ПО | <ПО | 98.02 | 73.62 | 35.32 |
| Cu | 129 | 62 | 21.23 | 13.00 | 3.19 | 4.70 | 69 | 12.93 | 193 | 18.35 | 16.48 | 47 | 62 | 14.4 | 14.2 | 20.12 | 12.71 | 17.13 |
| Co | 0.57 | 2.11 | 1.70 | 1.93 | 1.37 | 1.01 | 0.80 | 1.35 | 1.20 | 0.99 | 2.64 | 0.83 | 0.48 | 0.85 | 1.25 | 0.83 | 1.0 | 0.89 |
| Ni | 18.0 | 22 | 21.09 | 12.53 | 13.1 | 5.7 | 11.8 | 30.66 | 22 | 23.39 | 29.07 | 9.3 | 19 | 26 | 27 | 23.63 | 34.12 | 33.89 |
| Cr | 20 | 23 | 69.15 | 40.04 | 75 | 32 | 58 | 68.81 | 32 | 51.68 | 59.53 | 10.7 | 17 | 32 | 38 | 77.50 | 69.33 | 64.66 |
| V | 8.1 | 5.8 | 1.01 | 1.25 | 3.79 | 2.31 | 4.65 | 0.62 | 2.82 | 1.73 | 1.64 | 4.73 | 2.34 | 3.95 | 5.0 | 2.75 | 1.58 | <ПО |
| Y | 160 | 133 | 59.73 | 69.23 | 83 | 94 | 98 | 41.1 | 95 | 115.4 | 76.2 | 96 | 102 | 117 | 126 | 91.3 | 144.0 5 | 11.3 |
| Nb | 58 | 49 | 25.70 | 20.3 | 23 | 20 | 32 | 811.76 | 34 | 47.52 | 22.21 | 25 | 62 | 32 | 37 | 35.26 | 45.95 | 38.2 |
| Ta | 8.4 | 6.6 | 2.88 | 2.48 | 2.89 | 2.45 | 4.0 | 61.8 | 6.2 | 7.05 | 2.50 | 3.52 | 8.4 | 5.4 | 5.5 | 5.75 | 6.03 | 3.32 |
| Nb/Ta | 6.9 | 7.42 | 9 | 8.1 | 8 | 8.1 | 8 | 13 | 5.5 | 6.8 | 8.9 | 7.1 | 7.3 | 6 | 6.7 | 6.1 | 7.6 | 11.4 |
| Zr | 142 | 149 | 175 | 151.9 | 169 | 190 | 183 | 152.1 | 150.0 | 156.6 | 162.5 | 122 | 155 | 137 | 126 | 164.9 | 170.7 | 45.8 |
| Hf | 8.9 | 9.2 | 7.04 | 6.36 | 7.8 | 8.5 | 8.5 | 6.43 | 7.7 | 8.6 | 6.75 | 7.3 | 8.2 | 7.1 | 6.2 | 7.72 | 9.07 | 1.81 |
| | 15.6 | 16.5 | 25 | 23.4 | 21 | 22 | 21.5 | 23.6 | 19.4 | 18 | 23 | 16.7 | 19 | 19.5 | 20 | 20.5 | 19 | 22.5 |
| Th | 39 | 51 | 33.90 | 28.73 | 45 | 44 | 46 | 23.55 | 31 | 48.00 | 29.0 | 38 | 35 | 37 | 42 | 36.73 | 52.09 | 17.36 |
| U | 8.3 | 8.2 | 6.47 | 8.55 | 5.4 | 5.9 | 9.1 | 10.51 | 7.0 | 18.82 | 7.61 | 4.98 | 7.0 | 6.5 | 5.4 | 8.43 | 8.92 | 1.85 |

Табл.3 Редкоземельные элементы гранитов и микроклинитов Бага-Газрынского массива (Монголия)

| Элемент | Граниты главной фазы | | | | Лейкораниты поздней фазы | | | | Микроклиниты | | | | | | |
|-----------|----------------------|-------|--------|--------|--------------------------|-------|--------|--------|--------------|------|--------|---------|--------|--------|--------|
| | 952 | 1014 | 1033 | 1045 | 957 | 1011 | 1021 | 1032 | 1013 | 1016 | 1016/2 | 1038 | 1039 | 1040 | 1044 |
| La | 31 | 36 | 36.15 | 21.4 | 32 | 24 | 38.53 | 36.6 | 18 | 14.3 | 45 | 161.45 | 48.87 | 89.68 | 65.00 |
| Ce | 69 | 83 | 88.75 | 54.91 | 69 | 66 | 83.23 | 95.72 | 44 | 32 | 103 | 446.78 | 98.15 | 224.16 | 154.95 |
| Pr | 9.2 | 10.4 | 10.82 | 7.11 | 9.3 | 8.6 | 10.7 | 11.22 | 5.8 | 3.67 | 12.6 | 62.11 | 15.15 | 25.41 | 19.58 |
| Nd | 36 | 38.00 | 40.36 | 26.76 | 37 | 32.00 | 39.33 | 40.72 | 22.00 | 12.9 | 47.0 | 267.35 | 58.43 | 86.55 | 69.67 |
| Sm | 10.9 | 9.4 | 10.1 | 6.7 | 11.1 | 10.2 | 10.7 | 10.8 | 6.1 | 2.82 | 12 | 101.25 | 15.1 | 16.97 | 16.18 |
| Eu | 0.1 | 0.15 | 0.3 | 0.19 | 0.09 | 0.08 | 0.12 | 0.13 | 0.22 | 0.11 | 0.37 | 1.57 | 0.31 | 0.28 | 0.37 |
| Gd | 13.2 | 9.7 | 10.1 | 6.7 | 13.5 | 11.2 | 11.34 | 12.23 | 6.5 | 2.48 | 12.8 | 110.72 | 16.77 | 13.10 | 15.03 |
| Tb | 2.6 | 1.86 | 1.93 | 1.32 | 2.67 | 2.59 | 2.28 | 2.51 | 1.38 | 0.47 | 2.57 | 22.77 | 3.57 | 2.11 | 2.66 |
| Dy | 19.0 | 13.90 | 13.32 | 8.74 | 20.0 | 20.0 | 16.47 | 18.51 | 10.10 | 3.42 | 19.0 | 157.83 | 26.1 | 13.03 | 18.14 |
| Ho | 4.33 | 3.04 | 2.82 | 1.91 | 4.58 | 4.68 | 3.7 | 4.12 | 2.16 | 0.73 | 3.97 | 30.98 | 5.83 | 2.63 | 3.94 |
| Er | 15 | 10.1 | 9.56 | 6.37 | 16 | 16 | 13.07 | 14.12 | 7.1 | 2.47 | 13 | 100.33 | 19.41 | 8.44 | 12.76 |
| Tm | 2.51 | 1.68 | 1.49 | 0.96 | 2.65 | 2.9 | 2.15 | 2.4 | 1.13 | 0.42 | 2.06 | 16.60 | 3.05 | 1.34 | 2.0 |
| Yb | 18 | 11.3 | 10.0 | 6.67 | 19 | 21 | 15.61 | 16.86 | 7.7 | 3.24 | 14 | 114.88 | 21.40 | 8.86 | 14.1 |
| Lu | 2.72 | 1.74 | 1.44 | 1.03 | 2.72 | 3.2 | 2.27 | 2.58 | 1.16 | 0.46 | 2.07 | 16.38 | 3.07 | 1.32 | 2.03 |
| Сумма РЗЭ | 234 | 230 | 237.10 | 150.76 | 239 | 223 | 249.48 | 268.55 | 133 | 80 | 289 | 1611.01 | 335.20 | 493.87 | 396.39 |
| La/Yb | 1.72 | 3.19 | 3.62 | 3.21 | 1.68 | 1.14 | 2.47 | 2.17 | 2.34 | 4.41 | 3.21 | 1.4 | 2.29 | 10.12 | 4.64 |

Табл.3. Редкоземельные элементы в зональных цвиттерах Бага-Газрынского массива (Монголия)

| Элемент | 951 | 958 | 1036 | 1041 | 959 | 1012 | 1015 | 1023 | 1042 | 962 | 963 | 1029 | 1034 | 954 | 955 | 960 | 961 | 1026 | 1030 | 1031 | 1037 |
|-----------|------|------|-------|-------|------|------|------|-------|-------|------|------|--------|--------|------|-------|------|------|-------|-------|-------|-------|
| La, г/т | 30 | 29 | 37.0 | 33.07 | 44 | 47 | 49 | 21.2 | 18.95 | 45 | 33 | 28.20 | 46.83 | 31 | 61 | 47 | 37 | 34.37 | 48.23 | 35.72 | 12.4 |
| Ce | 64 | 61 | 92.92 | 86.3 | 99.0 | 108 | 110 | 50.3 | 51.2 | 104 | 66 | 72.8 | 110.8 | 63 | 103 | 91 | 73 | 70.45 | 112.7 | 86.2 | 30.15 |
| Pr | 8.2 | 8.5 | 11.4 | 10.87 | 12.2 | 13.0 | 13.6 | 6.82 | 6.80 | 12.7 | 8.6 | 9.34 | 13.31 | 8.2 | 13.4 | 11.8 | 9.8 | 7.40 | 13.4 | 11.3 | 3.82 |
| Nd | 30.0 | 33 | 41.5 | 40.4 | 45.0 | 48.0 | 50.0 | 25.62 | 26.70 | 47.0 | 32 | 36.6 | 46.9 | 30 | 48.00 | 44 | 37 | 24.88 | 47.4 | 42.01 | 13.9 |
| Sm | 8 | 10.1 | 10.00 | 10.12 | 10.5 | 11.4 | 11.8 | 7.33 | 6.91 | 11.3 | 9.7 | 10.87 | 10.75 | 7.9 | 12.4 | 11.4 | 10.2 | 5.21 | 11.55 | 12.27 | 3.06 |
| Eu | 0.09 | 0.08 | 0.25 | 0.24 | 0.26 | 0.28 | 0.36 | 0.07 | 0.16 | 0.13 | 0.08 | 0.09 | 0.26 | 0.1 | 0.16 | 0.16 | 0.3 | 0.07 | 0.14 | 0.11 | 0.06 |
| Gd | 9.0 | 11.1 | 9.44 | 10.32 | 10.2 | 11.4 | 11.6 | 8.62 | 7.1 | 11.1 | 11.4 | 12.57 | 10.62 | 9.0 | 11 | 12.6 | 12.0 | 5.48 | 11.7 | 13.84 | 2.32 |
| Tb | 1.9 | 2.37 | 1.7 | 1.95 | 1.91 | 2.18 | 2.22 | 1.85 | 1.36 | 2.2 | 2.34 | 2.61 | 1.93 | 1.76 | 1.9 | 2.5 | 2.4 | 1.02 | 2.2 | 2.8 | 0.4 |
| Dy | 14.5 | 18.0 | 11.62 | 13.0 | 13.9 | 16.0 | 16.0 | 14.14 | 9.23 | 16.0 | 18.0 | 18.73 | 12.94 | 12.7 | 13.10 | 18.0 | 18.0 | 7.07 | 15.1 | 21.1 | 2.48 |
| Ho | 3.30 | 4.07 | 2.49 | 2.88 | 2.91 | 3.44 | 3.44 | 3.34 | 2.06 | 3.53 | 3.98 | 4.27 | 2.73 | 2.89 | 2.69 | 4.0 | 4.01 | 1.57 | 3.31 | 4.88 | 0.52 |
| Er | 11.2 | 14.6 | 8.11 | 9.08 | 9.7 | 11.1 | 11.2 | 12.01 | 6.82 | 11.7 | 14.0 | 14.54 | 9.06 | 10 | 9.0 | 13.3 | 14.0 | 5.52 | 11.13 | 16.16 | 1.70 |
| Tm | 1.84 | 2.55 | 1.24 | 1.42 | 1.50 | 1.84 | 1.80 | 1.95 | 1.14 | 1.92 | 2.26 | 2.36 | 1.44 | 1.73 | 1.53 | 2.23 | 2.25 | 0.87 | 1.82 | 2.71 | 0.24 |
| Yb | 13.2 | 18 | 8.53 | 9.62 | 10 | 12.1 | 12.4 | 14.0 | 8.1 | 13.6 | 16 | 16.32 | 9.20 | 12.9 | 11.3 | 16 | 16 | 6.0 | 12.6 | 18.6 | 1.78 |
| Lu | 2.02 | 2.76 | 1.27 | 1.38 | 1.56 | 1.86 | 1.87 | 2.16 | 1.26 | 2.10 | 2.36 | 2.54 | 1.41 | 1.84 | 1.74 | 2.3 | 2.23 | 0.93 | 1.85 | 2.82 | 0.27 |
| Сумма РЗЭ | 197 | 216 | 237.4 | 230.8 | 263 | 287 | 296 | 169.4 | 147.8 | 282 | 220 | 231.94 | 278.23 | 193 | 290 | 277 | 239 | 170.8 | 293.2 | 270.5 | 73.12 |
| La/Yb | 2.27 | 1.61 | 4.33 | 3.44 | 4.4 | 3.88 | 3.95 | 1.51 | 2.34 | 3.31 | 2.06 | 1.73 | 5.1 | 2.4 | 5.4 | 3.0 | 2.31 | 5.73 | 3.81 | 1.92 | 6.97 |

Табл. 5. Состав флюоритов из разных типов пород Бага-Газрынского массива (Монголия)

| Элемент | Граниты главной фазы | | Граниты поздней фазы | | Цвиттеры | | | Микроклиниты | |
|--------------|----------------------|-------|----------------------|--------|----------|--------|--------|--------------|---------|
| | 1014-2 | 952-3 | 1011-3 | 957-3 | 957--1 | 959--3 | 962--2 | 1013-18 | 1013-12 |
| K | | | | 0.20 | | | | 0.34 | 0.20 |
| F | 50.73 | 50.36 | 51.10 | 51.64 | 49.14 | 51.12 | 50.87 | 47.51 | 46.86 |
| Ca | 46.89 | 46.54 | 45.18 | 44.68 | 51.13 | 47.39 | 47.34 | 51.94 | 52.64 |
| Na | 0.10 | | 0.22 | 0.11 | | 0.10 | 0.30 | | |
| Th | 0.10 | | | 0.20 | 0.10 | | 0.20 | 0.10 | |
| Y | 2.98 | 2.06 | 3.39 | 2.58 | 0.10 | 1.27 | 1.83 | | |
| Total | 100.81 | 99.14 | 100.02 | 100.08 | 100.56 | 100.88 | 100.65 | 100.11 | 100.29 |

Табл.6. Состав (мас.%) монацитов в гранитах и цвиттерах Бага-Газрынского массива (Моноголия)

| Компонент | Граниты главной фазы | | Цвиттеры | | | | | |
|--------------------------------|-------------------------|--------------|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | 1014- 1-5 | 1014- 4-2 | 962-3- 4 | 1012 -1-7 | 1012 -3-1 | 1015 -7-1 | 1015- 7-2 | 1015- 7-5 |
| | Монацит | | | | | | | |
| La ₂ O ₃ | 15.21 | 13.64 | 16.02 | 15.67 | 15.68 | 16.97 | 15.67 | 14.35 |
| Ce ₂ O ₃ | 34.52 | 34.57 | 33.77 | 35.55 | 33.80 | 35.76 | 35.95 | 35.02 |
| Nd ₂ O ₃ | 10.82 | 13.38 | 9.75 | 12.70 | 11.23 | 11.71 | 13.06 | 14.69 |
| Y ₂ O ₃ | 0.22 | 1.70 | 0.51 | 0.10 | 0.22 | 0.46 | 0.40 | 0.64 |
| ThO ₂ | 5.46 | 3.64 | 8.08 | 2.95 | 6.32 | 3.31 | 2.68 | 4.19 |
| P ₂ O ₅ | 28.96 | 28.82 | 29.38 | 29.43 | 29.71 | 29.60 | 29.34 | 28.11 |
| SiO ₂ | 1.31 | 1.04 | 0.70 | 0.35 | 0.49 | 0.73 | 0.46 | 0.21 |
| FeO | 0.69 | 0.22 | | 0.10 | 0.30 | 0.10 | 0.20 | 0.14 |
| CaO | 0.10 | 0.10 | 1.00 | 0.50 | 0.73 | | 0.10 | 0.22 |
| F | 0.20 | 0.10 | | | | | | |
| SnO ₂ | 0.10 | 0.11 | | 0.14 | 0.10 | | | 0.10 |
| WO ₃ | | 0.14 | | | | | 0.10 | |
| Total | 97.27 | 97.20 | 98.85 | 97.24 | 98.23 | 98.29 | 97.45 | 97.34 |

Табл. 7 Средний состав биотитов из разных типов пород Бага-Газрынского массива

| Компонент | Граниты главной фазы (7) | Граниты поздней фазы (12) | Цвиттеры (21) | Микролиниты (11) |
|--------------------------------|--------------------------------|------------------------------------|------------------|---------------------|
| SiO ₂ | 38.66 | 38.10 | 38.66 | 42.88 |
| K ₂ O | 9.82 | 9.73 | 9.82 | 9.95 |
| F | 4.85 | 3.10 | 4.85 | 5.73 |
| TiO ₂ | 1.03 | 1.89 | 1.03 | 0.03 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.16 | | | 0.05 |
| ZrO ₂ | | | 0.20 | |
| CaO | | | | |
| Na ₂ O | 0.11 | 0.17 | 0.11 | 0.18 |
| FeO | 23.77 | 26.87 | 23.77 | 19.10 |
| MnO | 0.53 | 0.78 | 0.53 | 0.68 |
| ThO ₂ | | 0.21 | | |
| Y ₂ O ₃ | 0.05 | | | |
| MgO | 0.25 | 0.34 | 0.30 | 0.11 |
| Al ₂ O ₃ | 19.88 | 18.67 | 19.88 | 22.13 |
| Total | 97.07 | 98.59 | 99.14 | 98.42 |
| | Формульные количества | | | |
| Si | 6.030 | 5.900 | 6.02 | 6.370 |
| Al | 1.970 | 2.100 | 1.97 | 1.630 |
| Al | 1.680 | 1.310 | 1.67 | 2.240 |
| Ti | 0.120 | 0.220 | 0.12 | 0.003 |
| Fe(ii) | 3.100 | 3.480 | 3.1 | 2.370 |
| Mn | 0.070 | 0.100 | 0.07 | 0.080 |
| Mg | 0.060 | 0.080 | 0.07 | 0.024 |
| Na | 0.033 | 0.051 | 0.033 | 0.052 |
| K | 1.950 | 1.920 | 1.952 | 1.880 |
| F | 2.400 | 1.520 | 2.39 | 2.700 |
| TOTAL | 15.020 | 15.160 | 15.02 | 14.660 |

Примечание: В скобках указано количество проб.

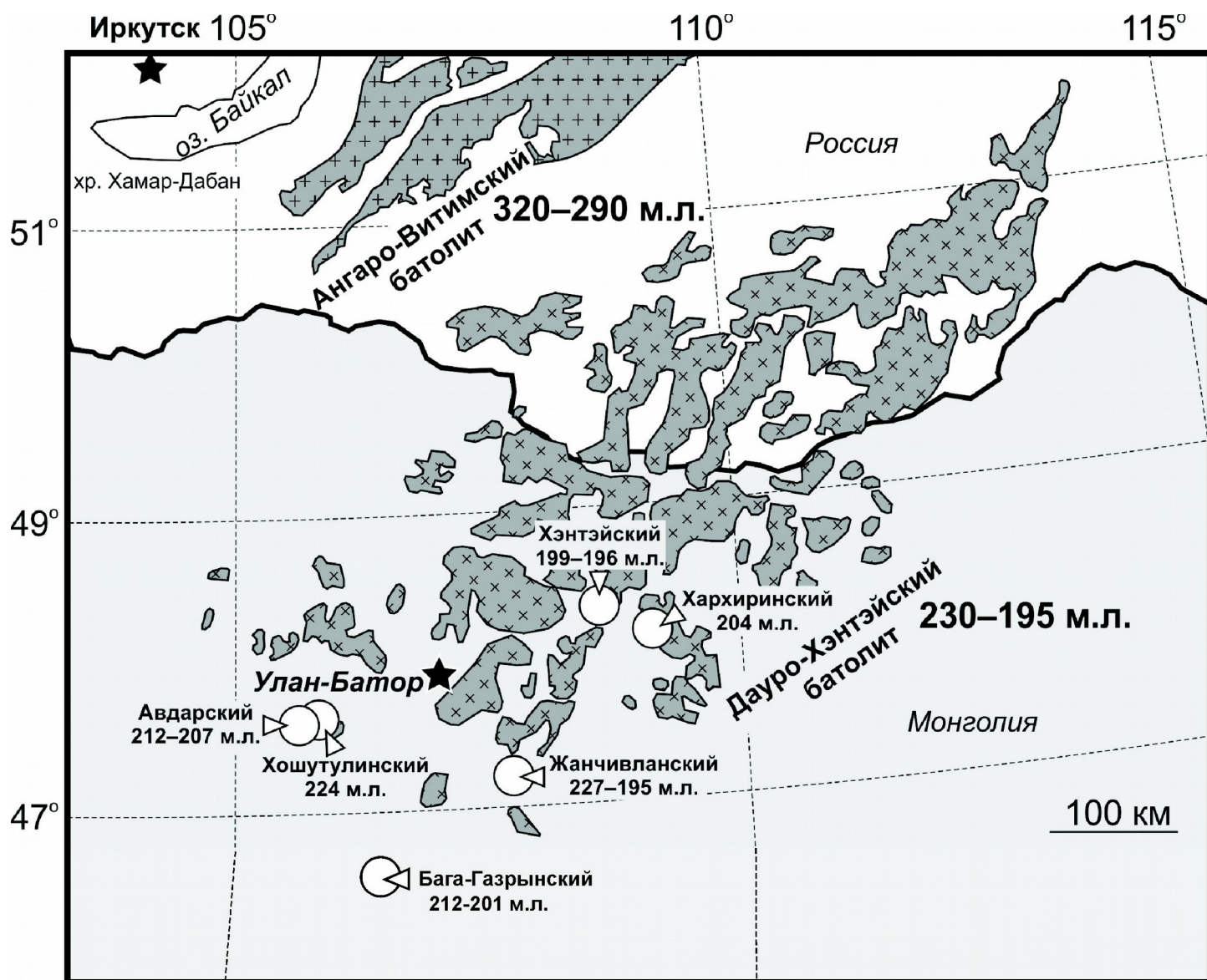
Табл. 8 Состав и коэффициенты в кристаллохимических формулах полевых шпатов из пород Бага-Газрынского массива

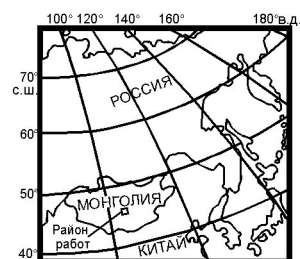
| | 1014- obl1-6 | 1014- obl4- 5 | 1011- obl4-6 | 1011- obl4- 10 | 957- obl1-7 | 951- obl1-8 | 951- obl4-2 | 1015- 2-1 | 962-2- 3 | 1016 -2-5 | 1016- 2-5-10 |
|--------------------------------|-------------------------|---------------------|-------------------------|----------------------|----------------|----------------|----------------|--------------|--------------|--------------|-----------------|
| Элемент | Граниты главной фазы | | Граниты поздней фазы | | Цвиттеры | | | | Микроклиныты | | |
| SiO ₂ , мас. % | 69.29 | 65.29 | 69.57 | 66.62 | 65.60 | 70.16 | 67.93 | 65.58 | 69.57 | 65.45 | 65.77 |
| K ₂ O | 0.13 | 16.65 | 0.2 | 15.77 | 15.73 | 0.15 | 0.60 | 16.23 | 0.26 | 16.87 | 16.30 |
| F | | | | | | | | | | 0.1 | 0.06 |
| TiO ₂ | | | | 0.1 | | | | | | 0.1 | 0.01 |
| Cr ₂ O ₃ | | | | | | | | | | 0.16 | 0.08 |
| ZrO ₂ | | | | | | 0.1 | | 0.1 | | | 0.02 |
| CaO | | | | | | 0.11 | 0.94 | | 0.2 | | |
| Na ₂ O | 11.16 | 0.36 | 11.2 | 0.91 | 0.91 | 10.91 | 10.43 | 0.46 | 10.85 | 0.16 | 0.28 |
| FeO | | | | 0.1 | 0.05 | | | 0.1 | 0.2 | | 0.09 |
| ThO ₂ | | | | | | | | | | 0.1 | |
| Y ₂ O ₃ | | | | | | | | 0.1 | | | |
| Al ₂ O ₃ | 19.38 | 17.67 | 18.98 | 18.14 | 17.78 | 19.23 | 20.54 | 18.28 | 19.32 | 17.84 | 18.03 |
| Total | 100.11 | 100.1 | 100.02 | 101.6 | 100.16 | 100.66 | 100.52 | 100.74 | 100.41 | 100.81 | 100.64 |
| Формульные количества | | | | | | | | | | | |
| Si | 12.1 | 12.1 | 12.12 | 12.17 | 12.1 | 12.13 | 11.83 | 12.04 | 12.07 | 12.1 | 12.08 |
| Al | 3.97 | 3.86 | 3.89 | 3.76 | 3.85 | 3.92 | 4.22 | 3.95 | 3.95 | 3.88 | 3.9 |
| Fe(ii) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.008 | 0 | 0 | 0.015 | 0.03 | 0 | 0.014 |
| Ca | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.07 | 0.02 | 0.17 | 0 | 0.04 | 0 | 0 |
| Na | 3.77 | 0.13 | 3.78 | 0.32 | 0.33 | 3.66 | 3.52 | 0.16 | 3.65 | 0.06 | 0.1 |
| K | 0.03 | 3.93 | 0.044 | 3.67 | 3.7 | 0.03 | 0.13 | 3.8 | 0.06 | 3.97 | 3.82 |
| Ba | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| TOTAL | 19.84 | 20.01 | 19.84 | 19.94 | 20.02 | 19.76 | 19.88 | 19.96 | 19.8 | 19.9 | 19.92 |
| Содержание миналов. % | | | | | | | | | | | |
| An | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4.58 | 0 | 0.99 | 0 | 0 |
| Ab | 99.24 | 3.18 | 98.84 | 8.06 | 8.08 | 98.56 | 91.94 | 2.54 | 97.47 | 1.42 | 2.54 |
| Or | 0.76 | 96.82 | 1.16 | 91.94 | 91.92 | 0.89 | 3.48 | 97.46 | 1.54 | 98.58 | 97.46 |

Табл. 9 Средний состав цирконов из разных типов пород Бага-Газрынского массива

| Компо нент | Граниты главной фазы (10) | Граниты поздней фазы (8) | Цвиттеры | | | Микроклиныты (9) |
|--------------------------------|------------------------------------|-----------------------------------|------------------------|---------------------------|--------------------|---------------------|
| | | | Бiotитовая зона (5) | Би-пш- топ зона (7) | Центр. зона (7) | |
| SiO ₂ | 34.88 | 33.82 | 34.66 | 32.85 | 30.52 | 34.09 |
| F | 0.12 | 0.56 | | 0.10 | 0.63 | 0.23 |
| TiO ₂ | 0.11 | 0.25 | | 0.21 | 0.22 | 0.15 |
| ZrO ₂ | 64.22 | 63.04 | 65.44 | 63.57 | 63.81 | 64.69 |
| CaO | | 0.17 | | 0.10 | 0.35 | |
| FeO | 0.29 | 0.86 | 0.10 | 0.88 | 0.45 | |
| ThO ₂ | 0.30 | 0.55 | | | 0.30 | 0.26 |
| Y ₂ O ₃ | 0.37 | 0.53 | 0.20 | | 0.87 | 0.58 |
| UO ₂ | 0.10 | 0.27 | | 0.55 | 1.25 | 0.48 |
| Al ₂ O ₃ | | 0.25 | | | 0.10 | |
| Total | 100.35 | 100.08 | 100.39 | 99.63 | 98.22 | 100.51 |

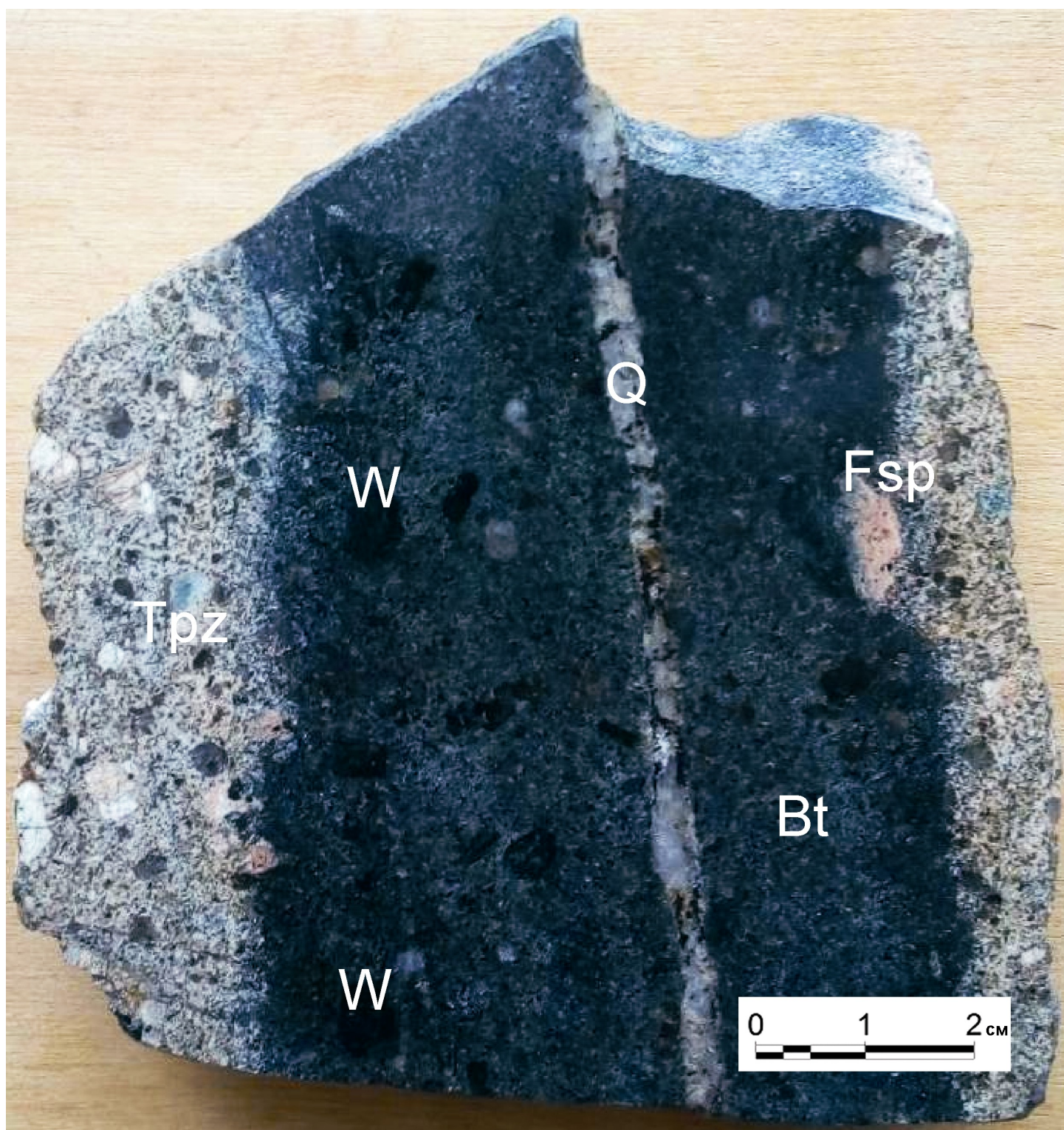
Примечание: в скобках указано количество проб.

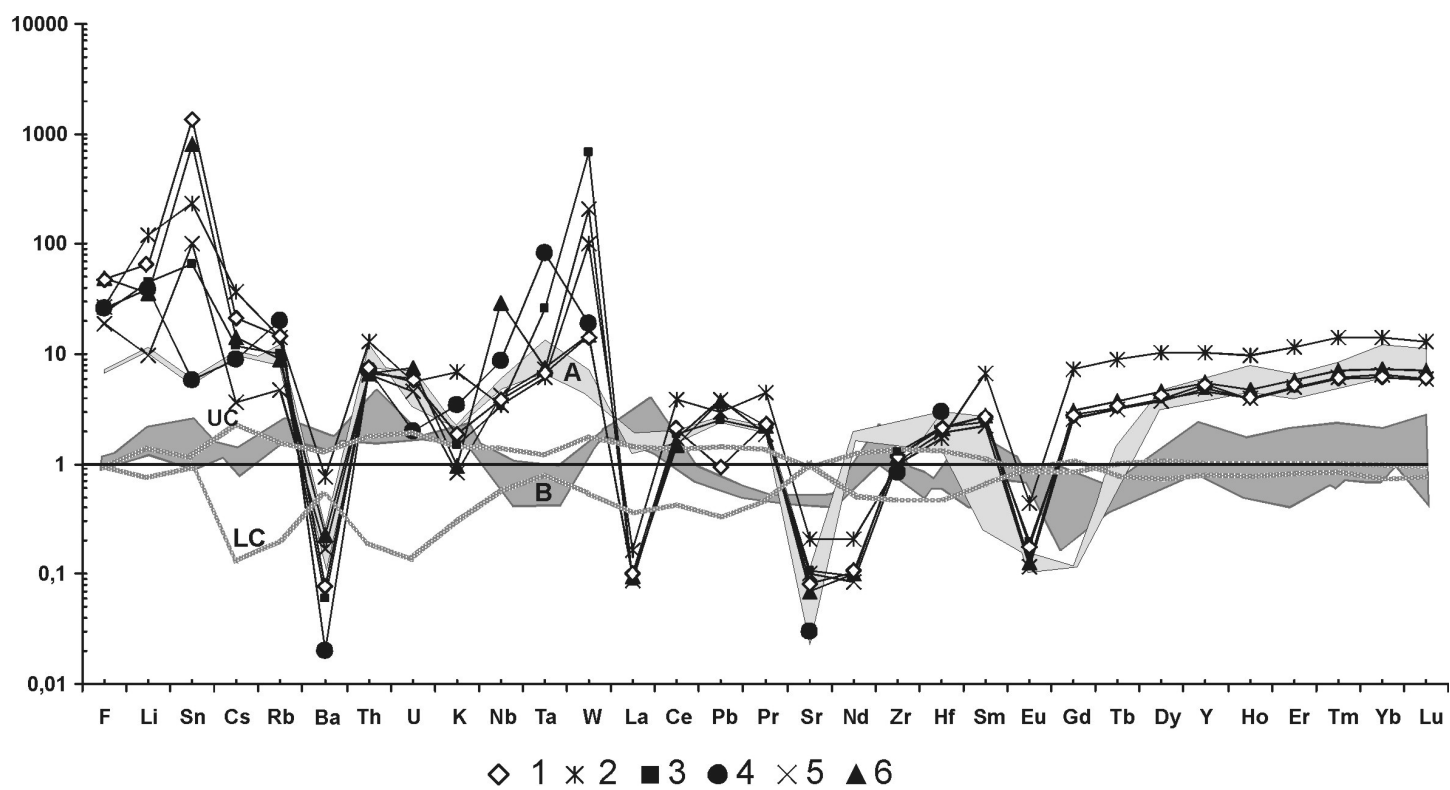


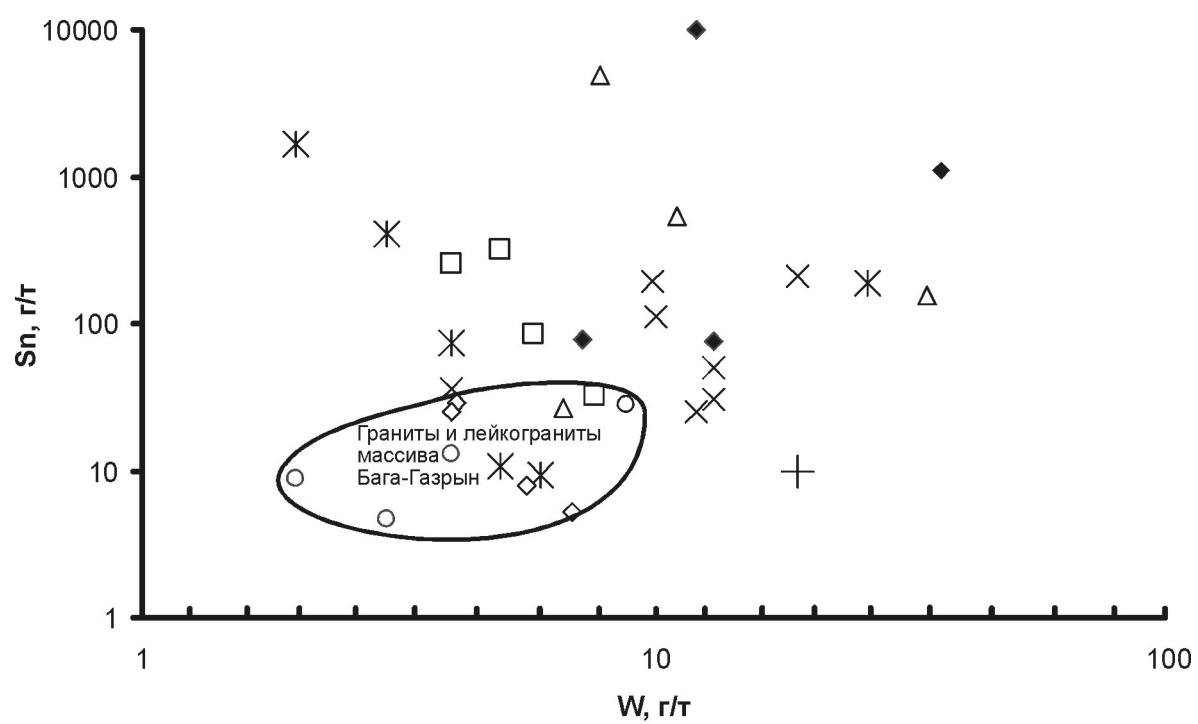


Бага-Газрынский массив









○ 1 ◇ 2 + 3 ◆ 4 □ 5 △ 6 × 7 * 8