

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПЕГМАТОИДНЫЕ ГРАНИТЫ — МАРКЕРЫ НАЧАЛА ГЕРЦИНСКОГО ВНУТРИПЛИТНОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ В ОЛЬХОНСКОМ РЕГИОНЕ ПРИБАЙКАЛЬЯ

В.А. Макрыгина, Л.Ф. Суворова, В.С. Антипин, В.М. Макагон

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

На фоне преобладающих в регионе доколлизийных, син- и позднеколлизийных раннепалеозойских магматических образований (хайдайских и шаранурских гранитоидов, бирхинского комплекса габброидов) особый интерес представляет появление редкометалльных тел пегматоидных гранитов и пегматитов вдоль южного края Ольхонского региона. Они имеют среднепалеозойский возраст (390—391 млн лет), секущее по отношению к структурам каледонид простираение и относятся к разным геохимическим типам. В ангинской толще развиты амазонитсодержащие пегматиты Li-F-B типа, обогащенные также Ta-Nb-W. В ольхонской серии пока найдено одно существенно калишпатовое тело, богатое Rb-Be-Nb-W-Sn-Sc-U-Th, с крупными кристаллами аквамарина. Изучены составы гранит-пегматитовых тел и редкометалльных аксессуарных минералов. Предполагается, что редкометалльные гранит-пегматиты являются периферийной зоной герцинской внутриплитной обстановки, широко развитой в Забайкалье и связанной с воздействием Сибирской горячей точки.

Амазонитсодержащие и Rb-Be-Nb пегматоидные граниты и пегматиты. геохимия, минералогия, возраст, геодинамическая обстановка.

RARE-METAL PEGMATOID GRANITES, MARKERS OF THE BEGINNING OF THE HERCYNIAN WITHIN-PLATE STAGE IN THE OL'KHON REGION OF THE BAIKAL AREA

V.A. Makrygina, L.F. Suvorova, V.S. Antipin, and V.M. Makagon

On the background of Early Paleozoic precollisional, syncollisional, and late collisional igneous rocks prevailing in the region (Khaidai and Shara-Nur granitoids and Birkhin gabbroid complex), rare-metal pegmatoid granite bodies and pegmatites along the southern edge of the Ol'khon region are of particular interest. They have a Middle Paleozoic age (390–391 Ma), cut the Caledonides, and belong to different geochemical types. The Anga unit includes amazonite-containing Li–F–B pegmatites, which are also enriched in Ta, Nb, and W. In the Ol'khon Group, only one K-feldspathic body rich in Rb, Be, Nb, W, Sn, Sc, U, and Th, with large crystals of aquamarine, has been found. The compositions of granite–pegmatite bodies and accessory rare-metal minerals have been studied. The rare-metal granite–pegmatites probably form a peripheral zone of the Hercynian within-plate setting widespread in the eastern Baikal area and related to the influence of the Siberian hot spot.

Amazonite-containing and Rb–Be–Nb pegmatoid granites and pegmatites, geochemistry, mineralogy, age, geodynamic setting

ВВЕДЕНИЕ

Ольхонский регион занимает Приольхонье, о. Ольхон и п-ов Святой Нос, составляющие Ольхонский террейн, который обрамляет южный край Сибирской платформы. Однако экзотические особенности пород, слагающих слюдянскую, ольхонскую и ангинскую толщи, наряду с их неопротерозойским модельным возрастом позволяют объединить сложный Ольхонский и Хамарабанский террейны в единый супертеррейн. Но и Ольхонский террейн, по мнению В.С. Федоровского с соавторами [2010], состоит из нескольких субтеррейнов. С одной стороны, это подтвердилось при геохимическом изучении его пород: метаграувакково-амфиболитово-мраморно-кварцитовые пачки ольхонской толщи обогащены Cr, V, Mo, Ag, углеродом — элементами, характерными для черносланцевых толщ задуговых бассейнов, а похожие метаграувакки, метавулканы и мраморы ангинской толщи имеют повышенный фон Mn, P и Ba. Для ольхонской и ангинской толщ характерен недостаток F, В и Li [Макрыгина, Петрова, 2005].

Но с другой стороны, это, скорее всего, сопряженные обстановки последней зрелой островной дуги (ангинской толщи) и ее задугового бассейна (ольхонской серии). Отсутствие пелитовых осадков в ольхонской серии, преобладание незрелых метаграувакк с неопротерозойскими модельными возраста-

Рис. 1. Соотношение составов:

a — гнейсов, мигматитов и гранитов в них; *б* — амфиболитов, плагиомигматитов и граносиенитов в них. Нормированы по ВКК (верхней континентальной коре) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. *a*: 1 — гранит-биотитовые гнейсы, 2 — плагиомигматиты, 3 — граниты; *б*: 1 — амфиболиты, 2 — плагиомигматиты, 3 — граносиениты.

ми, ассоциирующих с амфиболитами E-MORB типа, позволяют предполагать, что материалом выполнения задугового бассейна были продукты разрушения промежуточных островных дуг типа Филиппинских — Индонезийских [Carn, Pyle, 2001; Andal et al., 2005].

В толщах, слагающих Ольхонский регион, выделяются два этапа метаморфизма [Федоровский и др., 1993; Макрыгина и др., 2000; Макрыгина, Петрова, 2005]. Оба имели зональный характер и развивались в интервале 505—465 млн лет на всей площади террейна: от амфиболитовой до гранулитовой фации на первом синколлизионном этапе до амфиболитовой (по гранулитовой) и эпидот-амфиболитовой (по амфиболитовой) на этапе сдвигового тектогенеза.

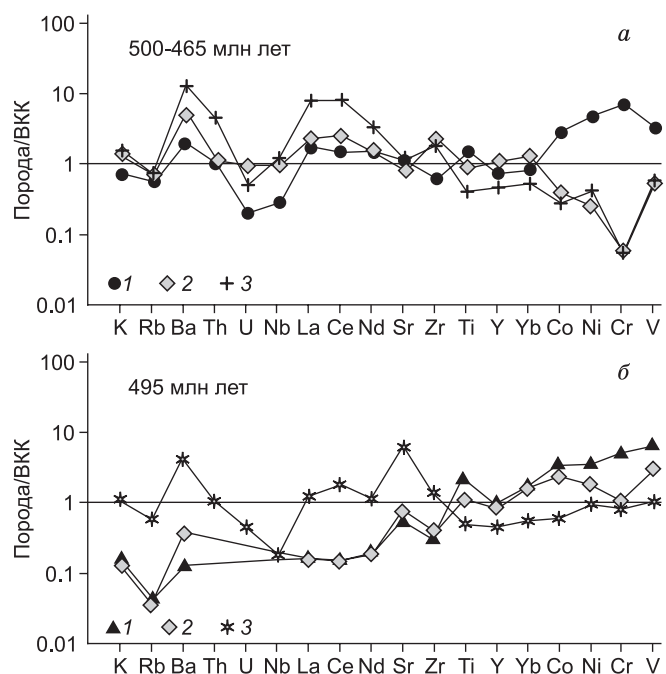
За несколько десятилетий изучения нами вещественного состава разнообразных метаморфических и магматических пород Ольхонского региона аналитический материал опубликован во многих статьях и обобщающей его монографии [Макрыгина, Антипин, 2018]. Задачей данной статьи является обсуждение новых данных по тектоническому положению, редкоэлементному составу пояса среднепалеозойских пегматоидных гранитов и пегматитов, знаменующих начало нового этапа развития региона (рис. 1).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Силикатные анализы проб пегматоидных гранитов выполнены классическим химическим методом (аналитик Г.А. Погудина) и РФА (аналитик А.Л. Финкельштейн), по стандартной методике с ошибкой 0.5—5.0 % [Afonin et al., 1994]. Щелочные элементы определены методом фотометрии пламени с ошибкой 5—10 % Л.В. Алтуховой, С.И. Шигаровой, И.М. Хмелевской. Редкие и редкоземельные элементы определялись количественным атомно-эмиссионным методом В.А. Рукаковой, О.М. Чернышевой, С.С. Воробьевой с ошибкой 10—20 %, последние 10 лет они анализировались методом ICP MS Л.А. Чувашовой и Е.В. Смирновой ($\sigma = \pm 5-10\%$) с замерами на спектрометре Element-2. Измерения редких элементов выполнялись на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7700x фирмы Agilent-Technologies 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 Л.Ф. Суворовой.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ РЕГИОНА

Магматизм толщ, как и метаморфизм, имеет зональный характер в соответствии с термальным полем метаморфических зон. Ближе к коллизионному шву в гранулитах ольхонской серии появляется небольшое количество эндербитов и чарнокитов. По всей площади амфиболитовой фации широко развиты синколлизионные мигматиты и граниты шаранурского комплекса, сходные с подобными образованиями большинства коллизионных зон мира [Crawford, Windley, 1990]. Их перемещенные разности выполняют трещины сдвигов, они слабо дифференцированы и явно наследуют особенности состава вмещающих пород (рис. 1). На о. Ольхон вдоль южной зоны, протянувшейся от м. Уншуй на юго-западе до пади Ташкиней на северо-востоке, расплавы гранитов контаминированы материалом амфиболитов, образуя цепочку линзовидных тел от граносиенитов до кварцевых диоритов. Наиболее крупное тело этих пород обнажается на берегу Байкала у м. Уншуй. Здесь сиенит-диориты содержат много ксенолитов амфиболитов. Но все эти образования относятся к каледонскому этапу развития региона, так



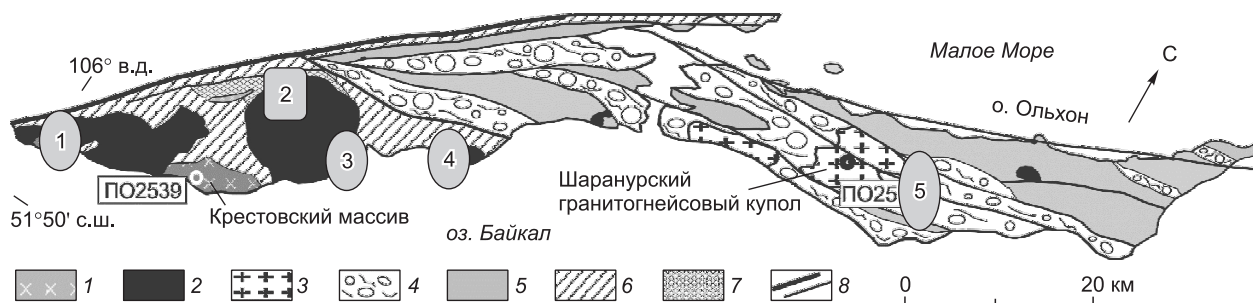


Рис. 2. Схема геологического строения Ольхонского региона, по В.С. Федоровскому с соавторами [1993], Е.Б. Павловскому и А.С. Ескину [1964] с дополнениями).

1 — гранитоиды и диориты хайдайского комплекса; 2 — габброидные массивы озерского комплекса; 3 — граниты и 4 — гнейсограниты и мигматиты купольных зон (шаранурский комплекс); 5 — пачки мраморов, диопсидовых сланцев, амфиболитов ольхонской серии; 6 — мраморы и вулканогенно-терригенные породы ангинской толщи; 7 — катаклазиты в обрамлении Бирхинского массива; 8 — тектонические нарушения. Амазонитсодержащие пегматитовые жилы: 1 — Иликсин, 2 — Нарын-Кунта, 3 — Аинского массива, 4 — м. Улан-Нур; 5 — Rb-Be-Nb пегматоидный гранит Ташкиней (тела показаны вне масштаба).

как имеют близкие и перекрывающиеся возрастные метки от 505 до 465 млн лет. Смена степени раскристаллизованных расплавных включений в ядрах их цирконов стекловатыми включениями во внешних оболочках свидетельствует о том, что граниты кристаллизовались в период взбрососдвигового тектогенеза [Макрыгина и др., 2014].

И даже «выдавленные» в этом процессе вдоль сдвиговых зон габброидные надсубдукционные массивы имеют тот же возраст — 520—480 млн лет [Юдин и др., 2005]. Одновременное появление кислых и основных расплавов привело к их взаимодействию с проявлениями минглинг-даек в приповерхностных условиях и щелочного метасоматоза и магматизма, когда физическое и химическое смешивание происходит на большей глубине и в присутствии мраморов [Макрыгина и др., 2016]. Эти события происходят несколько позже, на позднеколлизийном этапе. Возраст щелочных сиенитов и щелочных метасоматитов растягивается на период от 470 до 440 млн лет [Скляров и др., 2007; Макрыгина и др., 2016]. Их геохимическими особенностями является бедность редкими элементами по сравнению с мантийными щелочными породами [Владыкин, 2013].

Генеральное простирание метаморфических пород и структурных элементов на коллизийном этапе развития Ольхонского региона является северо-восточным. Однако позже появляются трещины северо-северо-западного простирания, которые особенно четко проявлены на о. Ольхон. Они либо выполнены пегматитами и пегматоидными гранитами, либо не заполнены и хорошо видны на космоснимках и в рельефе острова. Именно к этим нарушениям приурочены пегматоидные образования повышенной редкометалльности.

Амазонитсодержащие пегматиты. Близкие по возрасту мигматиты, гранитогнейсы, плагиограниты, мелкосреднезернистые граниты бухты Ая, м. Саса и оз. Сапшилан и даже граносиениты и сиенитдиориты по геохимическим характеристикам укладываются в единые тренды развития синколлизийного гранитообразования. Появление среди поздней жильной серии амазонитсодержащих пегматитов с признаками редкометалльности в гранитном массиве Ая, так же как в Тажеранском, Бирхинском и Бугульдейском габброидных массивах, требует особого рассмотрения и обсуждения. Эти жилы образуют цепочку вблизи и внутри габброидных массивов, в основном в ангинской толще, но располагаются они вкосте общего простирания метаморфических пород (рис. 2). Они содержат немного амазонита. Яркий амазонит образует обычно только внешние оболочки идиоморфных кристаллов толщиной 0.5—1.0 см. Минералогия и петрохимия этих пегматитов изучалась в 1970—1980 гг. [Шмакин и др., 1973; Иванов, Шмакин, 1980]. Были обнаружены акцессорные редкоземельные и редкометалльные минералы, но их состав и содержания редких элементов в пегматитах исследованы не были.

На западе Приольхонья наиболее богата редкими минералами жила № 7 Иликсин, залегающая в габбро Бугульдейского массива. Она была вскрыта канавой на крутом склоне, и ее разрез, близкий к вертикальному, приведен на рис. 3, где снизу вверх графический пегматит с биотитом сменяется апографическим с полилитионитом. Выше в небольшом блоковом обособлении с альбитом и калишпатом сосуществуют такие редкие минералы, как полихромный турмалин, розовый берилл (воробьевит), самарскит, лепидолит, минералы висмута и сурьмы (табл. 1, 2) [Makagon, Belozeroва, 2013]. Жила Иликсин вытянута в субмеридиональном направлении, в то же время остальные пегматитовые жилы этого участка имеют северо-восточные простирания и обычный биотит-полевошпатовый состав.

Рис. 3. Вертикальный разрез жилы Иликсин № 7, Приольхонье:

1 — графический калишпатовый пегматит с биотитом; 2 — кварцевое обособление в верхней части жилы; 3 — апографический пегматит с протолитионитом; 4 — блоковый пегматит с полихромным турмалином, воробьевитом, висмутотанталитом и висмутоколумбитом (см. табл. 2); 5 — кварц-альбитовое верхнее окончание жилы; 6 — обособление пластинчатого альбита с флюоритом; 7 — габбро Бугульдейского массива.

Далее на восток в массиве Бирхин расположена наиболее крупная 2.0×1.5 км пегматитовая жила Нарын-Кунта. Площадь ее превышает 2 км², а форма близка к V-образной. Жила сложена по периферии среднезернистым и графическим пегматитом, но наибольший объем составлял крупноблоковый пегматит, калишпат из которого добывался как керамическое сырье и почти весь выбран. Кроме кварца и полевых шпатов с редким амезонитом в пегматите содержатся биотит, шерл, титанит, циркон, алланит, самарскит, а у контактов с габбро — кристаллы роговой обманки. Эти жилы относят к ниобий-редкоземельному типу, хотя концентрации REE в них невелики [Шмакин и др., 2007]. В ней также обнаружены на микрозонде мелкие выделения редкометалльных минералов.

А.Н. Ивановым и Б.М. Шмакиным [1980] было выделено Аинское поле пегматитовых тел, в большинстве своем представленных шпировидными обособлениями, линзами и жилами микроклин-плагиоклазового состава. Они характеризуются четкими интрузивными контактами и близки по составу материнским гранитам без признаков редкометалльности.

Но в северо-восточной части Аинского массива ранее были выделены единичные пегматитовые жилы с амезонитом, которые отнесены к типу дифференцированных пегматитов [Иванов, Шмакин, 1980]. Длина тел достигает 30—40 м, а их мощность составляет первые метры. От контакта с вмещающими гранитами 2-й фазы к центру жильных тел в них сменяются зоны: аплитовой или гипидиоморфно-зернистой структуры, затем апографические и блоковые пегматиты. Графическая зона и кварцевое ядро в амезонитовых блоковых пегматитах содержат кристаллы микроклина размером до 10 см. В жильных телах кроме белого микроклина и амезонита встречается плагиоклаз в виде двух генераций (олигоклаз № 25—30 и альбит № 4—11), биотит и гранат. От зальбандов к центру жил количество амезонита и кварца увеличивается [Шмакин и др., 1973]. Обычной является минеральная ассоциация амезонита и альбита, что характерно для их интрузивных аналогов — Li-F гранитов. Нами было опробовано еще одно тело амезонитовых пегматитов, залегающее в юго-западной части Аинского массива в гранитах 1-й фазы.

По составу макрокомпонентов амезонитсодержащие пегматиты практически мало отличаются от гранитов как 1-й, так и 2-й фаз Аинского массива [Антипин и др., 2018]. Для них также типично существенное преобладание K₂O над Na₂O, особенно отчетливо выраженное в гранитах 1-й фазы. Но отдельные зоны этих жил имеют преобладающий либо микроклиновый, либо альбитовый состав и, соответственно, богаты Rb, Cs или Li. Амезонитсодержащие пегматиты резко выделяются среди вмещающих аинских гранитов существенным, до сотен и тысяч г/т, обогащением многими литофильными (Li, Rb, Cs, Pb, Be, Sn, F) и высоkozарядными (Nb, Ta, Th) редкими элементами, что свойственно типичным редкометалльным пегматитам и гранитам (см. табл. 1, 2). Геохимические отличия амезонитовых пегматитов от аинских гранитов 1-й фазы подчеркиваются более низкими концентрациями легких REE с постепенным возрастанием содержаний в сторону более тяжелых элементов редкоземельного спектра (La/Yb = 0.51) с наличием отчетливо выраженного европиевого минимума. Для них характерны очень низкие концентрации Ba и Sr в пегматите по сравнению с гранитами ранней фазы и с жильным гранитом, связанным с эволюцией массива. Полученные новые геохимические данные свидетельствуют о генетически независимом происхождении секущих Аинский массив редкометалльных жил с амезонит-альбитовым парагенезисом минералов.

В.Б. Савельевой с соавторами [2013] в амезонитсодержащем пегматите обнаружены и проанализированы на микрозонде MAP в ГИ СО РАН (г. Улан-Удэ) более 11 редкометалльно-редкоземельных минералов, включая ниоботанталаты, самарскит, фергусонит, W-иксиолит, Y-флюорит, монацит, цин-

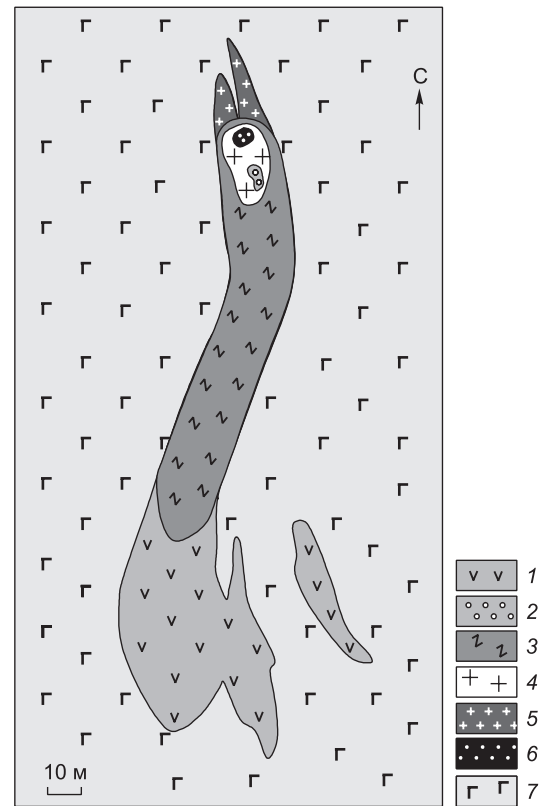


Таблица 1. Состав амазонитсодержащих пегматитов с редкометалльной минерализацией

Компонент	Ул613	Ая605	Ая602	Ая603	Ая598	Ая595	Б6229/2		Б6226	223
SiO ₂ , мас. %	80.54	78.26	71.77	66.23	74.53	73.37	74.35	74.56	—	78.11
TiO ₂	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.03	0.01	0.02	—	0.01
Al ₂ O ₃	10.45	11.85	15.02	18.38	13.40	14.07	13.93	14.38	—	13.44
Fe ₂ O ₃	0.52	0.66	0.22	0.21	0.34	0.43	0.56	0.52	—	0.49
FeO	0.48	0.32	1.16	0.28	1.18	0.77	—	—	—	—
MnO	0.04	0.12	0.09	0.12	0.12	0.02	0.01	0.09	—	0.01
MgO	0.02	0.11	0.07	0.018	0.03	0.02	0.05	0.06	—	0.06
CaO	0.39	0.62	0.73	0.034	0.52	0.18	0.50	0.24	—	2.25
Na ₂ O	4.75	3.49	7.56	4.47	5.79	3.56	2.06	2.64	—	4.83
K ₂ O	3.22	4.68	2.62	9.97	2.93	7.3	8.32	7.16	—	0.52
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.098	0.098	0.02	0.02	0.05	—	0.02
П.п.п.	0.18	0.20	0.40	0.26	0.26	0.30	0.16	0.24	—	0.2
Сумма	99.95	100.36	99.89	100.01	99.03	100.07	99.96	100		100.01
Li, г/т	4	2.7	130	48	112	122	10	130	9900	195
Rb	395	576	570	1770	388	1140	640	4600	7205	4560
Cs	14	147	320	992	66	256	13	610	3400	606
Ba	41	70	33	70	32	76	30	31	23	11
Sr	16	25	59	23	8.7	57	100	27	34	27
Pb	53	157	98	243	90	115	83	76	110	165
Zn	20	30	40	26	50	21	21.5	0.8	0.8	36
Be	3.6	14	10.8	7.7	15	7.2	0.5	80	160	250
Sn	1.95	1.8	41	10	22	1.5	0.4	5.2	190	0.4
Cu	6.9	9.7	14	7	7	5.9	9.4	11	—	12
Co	1.3	1.1	1.6	1.7	1.6	1.2	1.8	0.53	—	0.52
Ni	6.2	5.5	8.4	4.1	6.9	3.4	6	4.2	—	4.2
Cr	7.6	9.9	17.5	9	8.2	8	9.3	7.3	—	7.1
V	2.7	3.8	2	2.23	2.1	3.3	2.4	1.8	—	1.9
Sc	<1	1.9	2.4	<1	1	1.5	<1	5.5	—	5.6
La	13	4.5	10.2	4	2.29	3.69	7.5	9.5	6	9.5
Ce	0.42	4.8	14	5.6	4.91	13.2	5.2	8.2	4.1	10.2
Nd	0.24	5.9	16	6.8	4.69	6.7	9	10	8	11
Yb	1.08	4.8	48	0.68	48	12.9	1.12	0.78	0.8	0.8
Y	3.2	31	118	1.35	99	40	4.8	8.7	8.5	8.6
Zr	73	2.5	140	<2	125	184	30	20	120	20
Nb	10.3	5.7	73	3.4	113	135	6.5	61	2500	50
Ta	5.4	4.7	128	4.85	32	63	1	41	8000	2.6
F	200	100	4300	100	700	1100	80	310	25 000	60
B	29	675	13	32	20	55	1	200	8000	4.5

Примечание. Ул613 — амазонитовый пегматит в мраморах и сиенитах м. Улан-Нур; Ая605 — среднезернистый пегматит у контакта с габбро в карьере Нарын-Кунта; Ая602, Ая603 — крупнозернистый пегматит в гранитах 1-й фазы Аинского массива; Ая598, Ая595 — амазонитсодержащие пегматиты во 2-й фазе Аинского массива. Жила Иликсин: Б6229/2 — графический пегматит в нижней части жилы, Б6226 — блоковый пегматит в раздуде жилы с редкометалльной минерализацией, 223 — богатый кварцем пегматит, верх жилы. Данные по жиле Иликсин предоставил В.М. Макагон [Макагон, Belozeroва, 2013]. Здесь и в табл. 4: полужирным шрифтом выделены наиболее характерные для этого типа пегматитов высокие содержания редких элементов.

нвальдит и др., что позволило им отнести эти пегматиты к F-Ta-Y минерагеническому ряду с комплексной минерализацией. Нами в амазонитсодержащих пегматитах Аинского массива определены микролиты, монациты, танталониобаты, цирконы и смесь Mn-минералов (табл. 3, рис. 4).

Далее к востоку амазонитсодержащие жилы встречаются на м. Улан-Нур, аксессуарные минералы в которых по размерам выделений и составу близки к аинским и нарын-кунтинским жилам (см. табл. 3). Проведенными ранее исследованиями установлено [Шмакин и др., 1973] сходство минерального и хи-

Таблица 2. Состав висмутотанталит-висмутоколумбита в пегматите жилы Иликсин, Приольхонье [Makagon, Belozeroва, 2013]

Компонент	1	2	3	4	5
Ta ₂ O ₅ , мас. %	31.85	31.31	31.22	33.64	32.74
Nb ₂ O ₅	13.76	12.55	12.45	10.97	10.36
SnO ₂	0.16	0.08	0.2	0.01	0.23
Sb ₂ O ₃	4.55	3.84	5.2	4.96	5.2
Bi ₂ O ₃	49.39	51.58	50.91	50.92	49.71
Сумма	99.72	99.36	99.97	100.5	98.24

Примечание. Анализы выполнены О.Ю. Белозеровой на микрозонде JXA 8200. 1—5 — номер анализа.

мического состава амазонитсодержащих пегматитов в пределах Аинского и Тажеранского массивов. Это сходство было подчеркнута также близким уровнем содержаний элементов-примесей в минералах исследованных пегматитов.

В Тажеранском массиве, в районе м. Улан-Нур амазонитсодержащие пегматиты секут магнезиальные мраморы, щелочные и нефелиновые сиениты. Здесь пегматиты образуют серию крутопадающих субпараллельных жильных тел, протягивающихся на расстоянии до 1 км при мощности отдельных жил от 1 до 25 м [Шмакин и др., 1973]. Амазонитовые пегматиты часто имеют зональное строение и характеризуются значительной степенью дифференцированности. Наиболее крупная жила м. Улан-Нур сложена кварцем, микроклин-пертитом, плагиоклазом, биотитом, с мелкозернистой эндоконтактовой олигоклазовой зоной с титанитом. Основная часть жилы сложена графическим микроклиновым пегматитом, который к центральной части сменяется блоковой амазонитовой либо кварцевой зоной. В зоне пегматита графической структуры наблюдаются биотит, роговая обманка, гранат, турмалин и магнетит, иногда отмечаются мусковит, пироксен. Среди аксессуарных минералов установлены турмалин, гранат, алланит, циркон, танталониобаты, титанит, апатит, редко рутил, берилл, монацит, висмутин, молибденит и флюорит. Влияние вмещающих щелочных пород выражается в появлении в эндоконтакте амазонито-

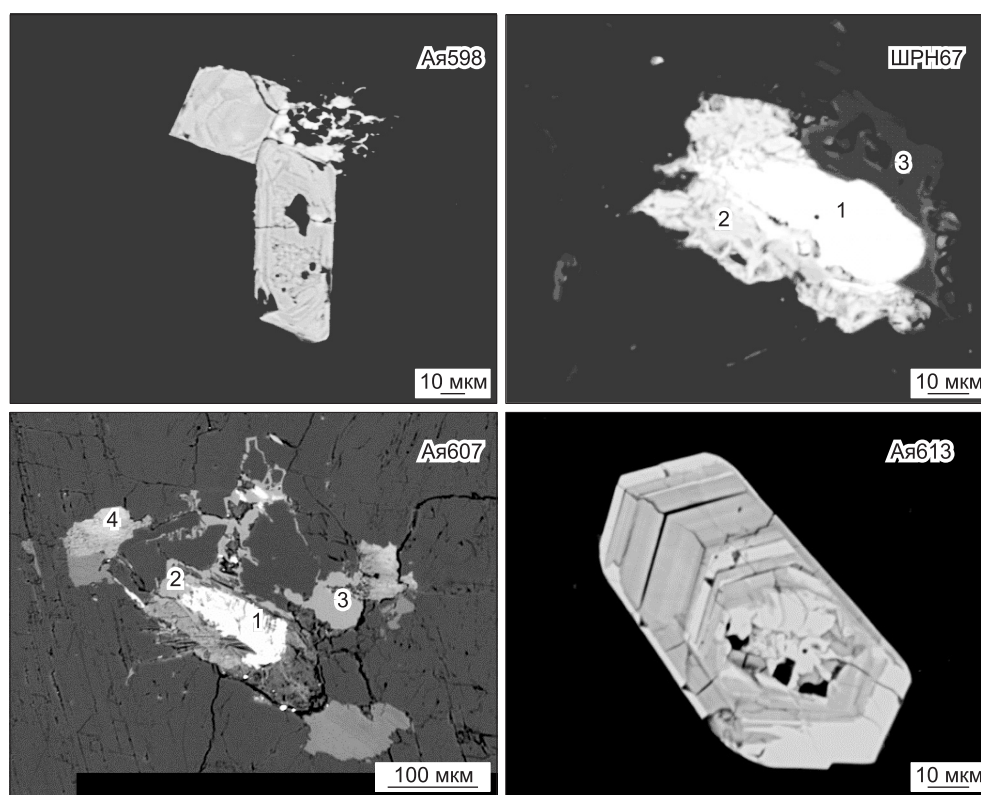


Рис. 4. Катодные изображения во вторичных электронах аксессуарных минералов амазонитсодержащих пегматитов:

обр. Ая598 — ксенотим, обр. Ая607 — танталониобат, обр. Ая613 — циркон, обр. ШРН67 — танталониобат из жилы Ташкиней.

Таблица 3. Состав аксессуарных минералов амазонитсодержащей жилы, м.Улан-Нур, пр. Ул613

Компонент	Монацит				Компонент	Микролит			Компонент	Псило-мелан	Компонент	Смесь кальцита и флюорита	Компонент	Циркон	
La ₂ O ₃ , мас. %	11.22	10.69	11.63	11.21	SiO ₂ , мас. %	12.98	13.96	14.35	SiO ₂ , мас. %	5.84	CaO, мас. %	71.46	SiO ₂ , мас. %	30.67	30.67
Ce ₂ O ₃	23.54	22.89	12.17	19.41	TiO ₂	0.644	0.53	0.57	TiO ₂	0.56	F	8.33	ZrO ₂	57.45	65.62
Pr ₂ O ₃	3.00	2.81	3.27	3.01	Al ₂ O ₃	1.41	1.5	1.55	Al ₂ O ₃	0.64					
Nd ₂ O ₃	8.88	8.61	8.81	9.09	FeO	1.31	1.28	1.06	FeO	8.57					
Sm ₂ O ₃	1.08	1.07	2.05	1.48	CaO	4.39	4.27	4.31	MnO	44.8					
Gd ₂ O ₃	2.73	2.76	3.14	2.83	ZrO ₂	5.92	5.68	5.39	MgO	0.43					
Tm ₂ O ₃	0.72	0.72	0.66	0.72	Nb ₂ O ₅	16.55	13.68	13.24	CaO	0.35					
Y ₂ O ₃	0.79	1.23	1.26	0.96	Y ₂ O ₃	2.92	1.56	1.46	P ₂ O ₅	1.68					
CaO	7.44	7.33	7.34	7.19	ThO ₂	9.4	7.98	7.58	Cr ₂ O ₃	0.37					
ZrO ₂	0.16	0.23	0.00	0.24	Ta ₂ O ₅	29.8	30.51	30.57	BaO	9.21					
UO ₂	1.17	1.16	1.47	1.38	UO ₂	1.1	0.98	1.25	Сумма	72.45					
P ₂ O ₅	28.50	28.18	28.38	26.38	Сумма	86.42	81.93	81.33							
F	0.84	0.61	0.74	0.92											
Сумма	92.23	90.00	89.09	87.21											

вых пегматитов пирохлора, циртолита, фергусонита, торита и пироморфита [Скляров и др., 2013]. В центральной части жилы расположен блоковый пегматит, содержащий крупные кристаллы альбита и неокрашенного микроклина. Здесь же было гнездо с довольно крупным цирконом, который полностью выбран минералогами-любителями. На основании ранее полученных и новых данных можно говорить о близком возрасте амазонитсодержащих жильных пегматитов, залегающих в различных по составу и щелочности породах. Для этих пегматитов ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом по биотитам получен возраст 391±3 млн лет в жиле Аинского массива и 312 млн лет в пегматите на севере массива Бирхин [Юдин и др., 2005].

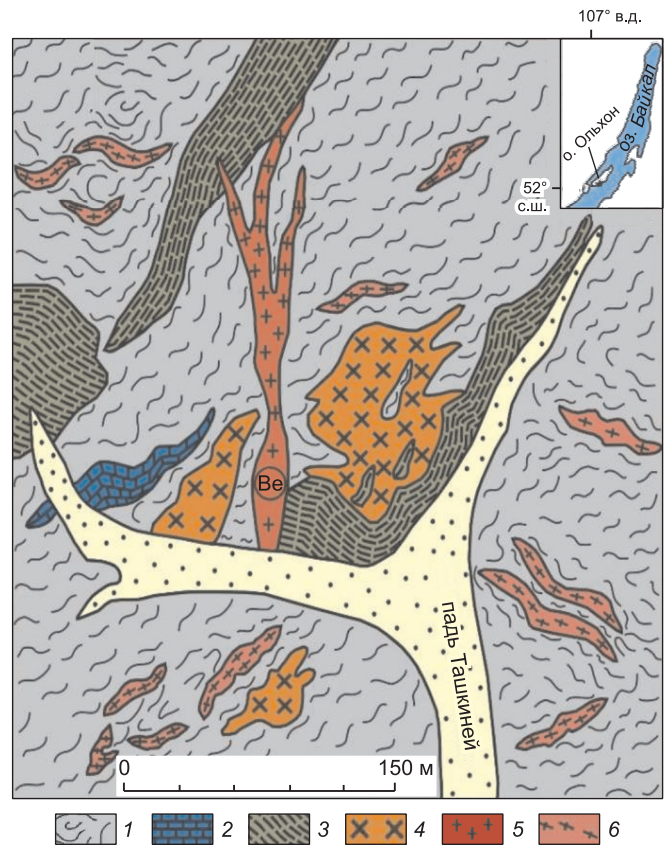
Рубидий-бериллий-ниобиевый тип редкометалльных пегматоидных гранитов. В средней части о. Ольхон (падь Ташкиней) нами обнаружена бериллоносная разветвленная жила пегматоидных гранитов [Антипин и др., 2014] длиной 280 м при ширине 25—30 м (см. рис. 5). Жила существенно калишпатовая, среднезернистая у контактов и до мелкоблоковой структуры в раздувах, где появляются скопления граната, голубого аквамарина длиной до 4—6 см (рис. 6) и в аксессуарных количествах выделения рудных и редкометалльных минералов (табл. 4). Здесь проанализированы монацит, ксенотим, эвксенит, циркон, тортвейтит, иттровольфрамит, Nb-Ta-вольфрамат, касситерит (табл. 5). Геохимические характеристики пород этой жилы резко отличаются от амазонитовых Li-F-B пегматитов ангинской толщи (рис. 7, 8).

Ташкинейские пегматоидные редкометалльные граниты обладают аномальными геохимическими особенностями. Для них характерны глубокие минимумы концентраций Li, Ba, Sr, Eu, а также Zr. Но в то же время они резко обогащены многими литофильными и высокозарядными элементами: Cs, Rb, Be, Ta, Nb, Sn, W, Ga, Sc, Y (см. табл. 5, рис. 8). Редкометалльные пегматоидные граниты, в отличие от типичных шаранурских гранитоидов о. Ольхон, имеют самые низкие индикаторные отношения Zr/Hf и Ta/Nb.

Что касается радиоактивных элементов, то редкометалльные пегматоидные граниты значительно отличаются от всех гранитоидов о. Ольхон высоким содержанием U (8.6 г/т) и Th (21.8 г/т), и только жильные шаранурские лейкограниты близки к этим содержаниям (U = 6.6 г/т, Th = 23.0 г/т). В пегматоидных гранитах наблюдается также тенденция к увеличению концентраций U с ростом содержаний Th. Редкометалльные пегматоидные граниты имеют характерный спектр распределения редкоземельных элементов со сближением уровня содержаний легких и тяжелых REE и отличаются от шаранурских гранитоидов присутствием глубокого Eu-минимума (см. рис. 7), что свойственно редкометалльным гранитам ($\Sigma\text{REE} = 120$ г/т; La/Yb = 4.8—7.9). График их редкоэлементного состава, нормированного на средний шаранурский гранит, еще раз подтверждает (см. рис. 8), что редкометалльные граниты не связаны с шаранурским гранитоидным комплексом и, вероятно, относятся уже к новому этапу внутриплитного тектогенеза. На диаграмме TAS точки редкометалльных пегматоидных гранитов образует отдельный тренд, уходящий в субщелочную—щелочную область (рис. 9). Они относятся к рубидий-бериллий-ниобиевому геохимическому типу с высокими содержаниями W, U, Th, Sn, Sc, но бедны Li, F и B.

Рис. 5. Схема геологического строения центральной части о. Ольхон, верховья пади Ташкиней:

1 — гнейсы и мигматиты; 2 — мраморы; 3 — амфиболиты; 4 — среднезернистые граносиениты, кварцевые сиениты; 5 — редкометалльные пегматоидные граниты; 6 — плагиомигматиты, плагиограниты. На врезке — местоположение изучаемого объекта.



Главной причиной их сопоставления с Li-F-B пегматитами остаются близкие геохронологические данные. U-Pb датирование цирконов из Ташкинейской жилы пегматоидных гранитов о. Ольхон проводилось в лаборатории изотопных исследований ГИ КолФАН (г. Апатиты) Т.Б. Баяновой по единичным зернам циркона (ID-TIMS). Подробное описание методики приведено в [Баянова, 2004]. Химическое разложение цирконов осуществлялось по методике Крога, концентрации урана и свинца измерялись в одноленточном режиме с добавлением силикагеля. В расчетах координат точек и параметров U-Pb изохрон использовались программы [Ludwig, 2001a,b], ошибки даны на уровне 2σ . Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст 500 млн лет по модели [Stacey, Kramers, 1975]. В расчетах использовались константы распада по данным [Steiger, Jager, 1977].

Изотопные U-Pb исследования проводились на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме, ошибки воспроизводимости по осям приняты в 0.5 %. Три зерна циркона показали конкордантные возрасты 390 ± 5 млн лет (рис. 10), отличающиеся от возраста гранитов шаранурского комплекса на 100—90 млн лет и близкие к возрасту амazonитсодержащих редкометалльных пегматитов.

Резкие различия в редкоэлементном составе Rb-Be-Nb и Li-F-B пегматитов одного возраста можно было бы объяснить разной вмещающей средой или разным соотношением мантийного и корового материала источников. Но изотопные метки говорят о резком преобладании корового вещества, а по

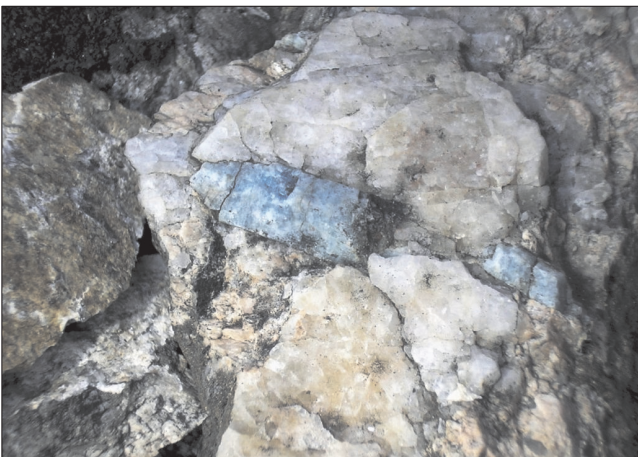


Рис. 6. Берилл (аквамарины) в пегматоидном редкометалльном граните пади Ташкиней.

Длина кристалла 5 см.

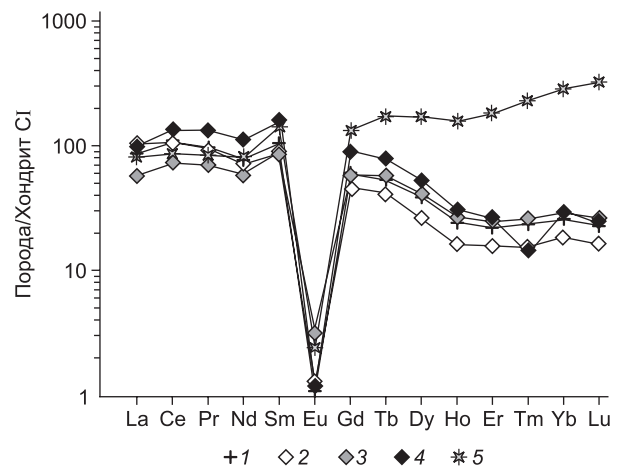


Рис. 7. Распределение REE в редкометалльных пегматитах Ташкинейской пади, нормированных на хондрит С1.

1—4 — калищатовые пробы: 1 — ШРН65, 2 — ШРН67, 3 — ШРН42, 4 — ШРН137; 5 — плагиоклазовая проба ШРН129.

Таблица 4. Редкометалльные пегматоидные граниты пади Ташкиней, о. Ольхон

Компонент	ШРН42	ШРН65	ШРН66	ШРН67	ШРН68	ШРН69	ШРН129	ШРН136	ШРН137
SiO ₂ , мас. %	68.59	74.73	72.42	69.48	72.55	72.56	77.10	71.17	75.07
TiO ₂	0.01	0.11	0.06	0.1	0.06	0.07	0.13	0.07	0.05
Al ₂ O ₃	17.21	14.07	15.11	17.13	15.32	15.68	12.58	16.29	14.54
Fe ₂ O ₃	0.53	0.69	0.13	0.4	0.24	0.16	0.81	0.1	0.12
FeO	0.43	0.37	0.24	0.27	0.22	0.22	1.19	0.33	0.2
MnO	0.03	0.07	0.01	0.04	0.04	0.04	0.33	0.04	0.03
MgO	0.02	0.08	0.04	0.09	0.05	0.05	0.05	0.15	0.12
CaO	0.19	0.63	0.13	0.03	0.1	0.03	0.78	0.26	0.24
Na ₂ O	4.56	5.21	3.48	4.78	4.72	3.24	5.74	4.97	3.51
K ₂ O	8.6	3.54	8.24	6.89	6.55	7.75	1.10	6.40	5.66
P ₂ O ₅	0.07	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
П.п.п.	0.14	0.19	0.06	0.17	0.16	0.13	0.26	0.38	0.31
Сумма	100.08	99.84	100.17	99.62	100.23	100.17	100.09	99.91	100.02
Li, г/т	10	24	6	22	10	7	16	8	13
Rb	2023	872	1994	1970	1678	1890	200	1747	1443
Ba	7.0	737	1008	82	77	73	31	37	342
Sr	9.7	21	21	6	6.7	14.0	21	15	16
Pb	160	79	89	91	94	76	69	108	81
Zn	20	51	27	30	33	31	130	5	5
Be	123	958	27	1748	316	84	26	166	335
Sn	51	71	12.0	42	50	13.0	120	31	51
Cu	3.83	5.33	3.4	2.08	3.14	5.77	5.9	4.52	0.1
Co	0.77	0.96	0.88	0.94	0.74	0.66	1.92	1.50	0.51
Ni	11.3	4	12.28	13.6	12.8	3.7	5.90	4.52	0.43
Cr	13.7	1	16.2	3	1.0	1.0	10.6	19	2.20
V	0.87	1	1.7	4.63	4.86	0.08	3.88	1.80	0.05
Sc	2	112	23	155	55	40	2	2	2
La	21	14	4.5	24.7	14	7.8	19	24	10.6
Ce	65	45	13	65.3	48	21	0	83	33
Nd	36	27	8	33.3	30	10	38	52	20
Sm	16	13.66	4.4	13.08	15.1	4	22	25	8.8
Eu	0.06	0.18	0.17	0.07	0.10	0.06	0.14	0.07	0.08
Gd	12.2	11.84	10.54	9.43	10.9	3.4	32	18	7.0
Yb	4.37	4.97	1.47	3.14	4.77	2.57	48	5.00	2.62
Y	96	82	27	60	73	28	322	127	50
Zr	26	58	16	25	22	25	276	41	27
Hf	6.4	15.67	3	8.50	6.4	6.2	26	15	7,5
Nb	83	145	77	97	36	3.52	7.4	96	53
Ta	68	60.11	45	59	19	0.32	0.36	78	32
Th	29	28.9	42	23.2	30	11	99	35	16
U	8.0	25.72	21	7.0	8.7	8.0	127	13.1	8.1
Ga	81	65	9	89	73	53	44	95	74
F	200	—	500	650	350	600	—	200	200
B	18	—	4.5	2	8.5	15	—	16	28

Таблица 5. Состав аксессуарных минералов пегматоидных гранитов пади Ташкиней

Компонент	Обр. ШРН42			Компонент	Обр. ШРН137	
	Монацит				Монацит	
La ₂ O ₃ , мас. %	7.925	7.622	8.782	La ₂ O ₃ , мас. %	8.48	7.87
Ce ₂ O ₃	26.877	26.478	27.238	Ce ₂ O ₃	26.17	24.78
Pr ₂ O ₃	4.059	4.386	4.24	Nd ₂ O ₃	16.40	21.27
Nd ₂ O ₃	15.157	16.535	16.559	Pr ₂ O ₃	4.10	4.37
Sm ₂ O ₃	5.022	4.619	4.276	Sm ₂ O ₃	3.74	7.08
Y ₂ O ₃	2.208	2.275	3.02	Y ₂ O ₃	3.68	3.04
ThO ₂	6.949	6.064	5.338	ThO ₂	7.82	1.71
P ₂ O ₅	27.579	27.333	27.385	P ₂ O ₅	27.02	27.02
SiO ₂	1.801	1.566	1.316	SiO ₂	1.76	1.06
Сумма	100.14	99.212	99.648	Сумма	99.18	98.19

Компонент	Обр. ШРН 42						
	Эвксенит, иттриевый титанотанталониобат			Компонент	Вольфрамооксиолит, ниоботанталовольфрамат (Nb, Ta, Ti, Fe)WO ₄		
TiO ₂ , мас. %	21.84	23.47	23.64		Nb ₂ O ₅ , мас. %	18.06	12.67
Ta ₂ O ₅	19.47	14.36	13.32	Ta ₂ O ₅	15.22	7.89	4.08
Nb ₂ O ₅	20.27	19.58	20.74	TiO ₂	2.93	2.16	—
Y ₂ O ₃	25.65	23.11	21.97	FeO	12.05	11.53	11.62
ThO ₂	1.09	2.80	2.77	MnO	5.28	6.49	8.08
UO ₂	Не обн.	4.06	4.59	SnO ₂	3.34	2.33	—
WO ₃	2.96	3.18	3.19	WO ₃	40.54	53.79	61.69
Сумма	99.84	97.58	97.56	Сумма	100.84	100.44	93.2

Компонент	Обр. ШРН42			Компонент	Обр. ШРН42		Обр. ШРН153
	Неопределенный минерал				Ксенотим		
Nb ₂ O ₅ , мас. %	8.08	7.38	7.48	Y ₂ O ₃ , мас. %	50.1	51.25	50.09
SnO ₂	27.46	27.92	27.71	Gd ₂ O ₃	3.1	5.15	3.03
La ₂ O ₃	5.92	4.04	3.56	Dy ₂ O ₃	2.53	—	—
Nd ₂ O ₃	4.45	3.17	4.87	Sm ₂ O ₃	—	1.78	—
Y ₂ O ₃	17.01	17.75	17.20	ThO ₂	—	—	1.8
ThO ₂	4.41	4.57	4.70	P ₂ O ₅	36.72	37.03	33.29
UO ₂	1.54	5.36	1.87	Сумма	92.45	95.21	88.21
P ₂ O ₅	28.71	29.89	30.09	Компонент	Обр. ШРН42	Компонент	Обр. ШРН42
Сумма	99.77	100.77	99.08		Циркон		Касситерит
				SiO ₂ , мас. %	30.70	SnO ₂ , мас. %	94.22
				ZrO ₂	53.41	Nb ₂ O ₅	0.02
						Ta ₂ O ₅	0.03
				Сумма	84.11	Сумма	94.27

составу ангинская и ольхонская толщи действительно относятся к разным геохимическим типам. Судя по редкоэлементному составу гнейсы ольхонской серии, обогащенные Cr, V, C, Mo, Ag, Zn, отлагались в восстановительной обстановке задугового бассейна, а гнейсы ангинской толщи с повышенными содержаниями Ba, Mn, P и магнетита накапливались в окислительной обстановке аэрируемых склонов островной дуги [Макрыгина, Антипин, 2018]. Но те редкие металлы, которыми обогащены те и другие пегматиты, не характерны для вмещающих их гнейсов.

Обращает на себя внимание тесная пространственная связь амазонитсодержащих пегматоидных гранитов и пегматитов Li-F-B типа с массивами габброидов с надсубдукционными характеристиками и мраморов. Богатство вмещающих пород магнием, элементом-хозяином Li может способствовать концентрированию последнего в небольших порциях кислых расплавов, образующих пегматитовые тела вблизи и внутри габброидов. Напротив, вмещающими породами Ташкинейской жилы с Rb-Be-Nb спе-

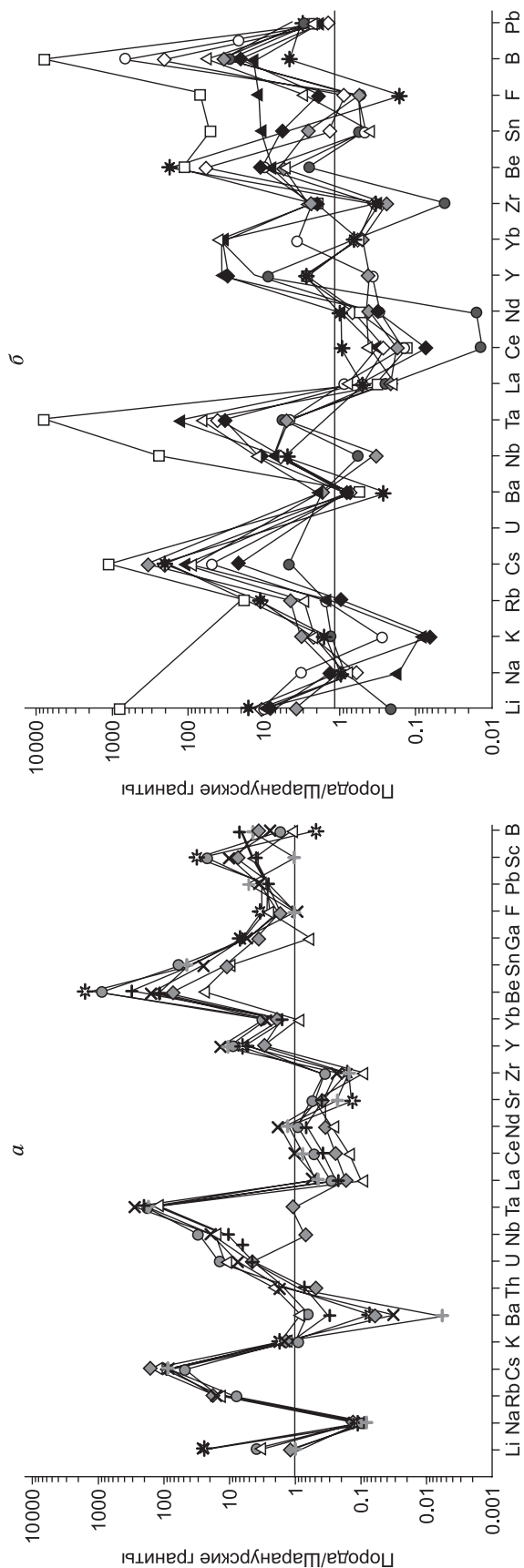


Рис. 8. Слайд-граммы:

a — калищипатовых бериллий-рубий-ниобиевых пегматоидных гранитов пади Ташкиней; *б* — amazontitсодержащих Li-F-Be-Sn-V пегматитов, нормированных на средний состав K-Na гранитов шаранурского комплекса.

циализацией являются гнейсы и мигматиты, которые в северной части о. Ольхон обогащены высокочargedными редкими элементами.

На классификационной диаграмме TAS шаранурские граниты и граносиенитдиориты образуют вытянутое поле вдоль границы пород нормальной и субщелочной области, совпадая с лейкократовыми гранитами Гималаев, эталонами синколлизиионных гранитоидов. Редкометалльные пегматоидные граниты и пегматиты показывают хорошую обратную корреляцию от амазонитсодержащих к Rb-Be-Nb телам более высокой щелочности, но более низкой кремнекислотности (см. рис. 9). Объединяют их близкая тектоническая ориентация, обогащенность редкими элементами и одинаковый среднепалеозойский возраст 390 ± 5 млн лет (Ташкиней) (см. рис. 10) и 391 ± 3 млн лет по ^{40}Ar - ^{39}Ar методу в биотитах аинского амазонитсодержащего пегматита [Юдин и др., 2005].

ОБСУЖДЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПОЗИЦИЙ МАГМАТИЗМА

Таким образом, каледонская косая коллизия в Ольхонском регионе охватывает интервал 500—465 млн лет и включает два этапа — покровно-надвигового тектогенеза с зональным метаморфизмом от амфиболитовой до гранулитовой фации и сдвигового тектогенеза с метаморфизмом более низких параметров. Этот переход обусловлен интенсификацией вращательного движения Сибирского кратона по часовой стрелке с продвижением его на юг [Kuzmin et al., 2010]. В результате аккрецированные к кратону и шарьированные толщи Палеоазиатского складчатого пояса образуют пакет сдвиговых пластин вдоль границ кратона. Начавшаяся на первом коллизиионном этапе мигматизация гнейсов при формировании сдвигов переходит в выплавление гранитного материала (синколлизиионные граниты шаранурского комплекса). Одновременно вдоль наиболее глубоких сдвиговых нарушений поступают расплавы основного состава мантийного происхождения, образуя массивы расслоенных габброидов с надсубдукционными геохимическими характеристиками. С ними ассоциируют магматические и метасоматические щелочные образования (471—440 млн лет). Движения вдоль крупных сдвигов продолжаютс, затухая до 440 млн лет (шовная зона [Летников и др., 1995]) и 412 млн лет (бластокатаклазиты эндоконтактовой зоны Бирхинского массива [Юдин и др., 2005]).

Таблица 6. Состав аксессуарных редких минералов в пробе пегматоидного гранита ШРН67

Компонент	Монацит			Компонент	Вольфрамит (Fe, Mn, Nb, Ta, Sc)WO ₄	
La ₂ O ₃ , мас. %	7.75	7.21	7.32	FeO, мас. %	13.73	13.90
Ce ₂ O ₃	28.25	27.61	28.50	MnO	7.24	7.24
Pr ₂ O ₃	2.12	2.57	2.06	TiO ₂	1.33	1.30
Nd ₂ O ₃	10.58	9.66	9.31	Nb ₂ O ₅	13.04	12.83
Sm ₂ O ₃	4.49	4.77	4.18	Ta ₂ O ₅	4.18	4.35
Gd ₂ O ₃	5.03	5.39	5.27	Sc ₂ O ₃	4.64	4.80
Y ₂ O ₃	2.95	2.93	3.32	WO ₃	50.63	51.09
ThO ₂	7.72	7.39	7.75	SnO ₂	1.24	1.28
P ₂ O ₅	28.04	28.72	28.08	Сумма	97.15	97.57
F	0.51	0.60	0.55			
Сумма	97.42	96.84	96.33			

Компонент	Иттриевые титанотанталониобаты				Компонент	Танталониобат	
FeO, мас. %	3.79	3.06	4.11	1.83	FeO, мас. %	14.46	13.08
CaO	2.59	2.31	2.81	1.03	MnO	2.57	2.62
TiO ₂	22.69	23.00	23.63	22.84	TiO ₂	7.82	7.24
Nb ₂ O ₅	17.97	17.60	17.46	19.20	Nb ₂ O ₅	37.74	39.03
Ta ₂ O ₅	11.54	12.41	11.87	12.53	Ta ₂ O ₅	14.69	14.99
Y ₂ O ₃	15.04	15.86	13.37	17.53	Sc ₂ O ₃	8.64	8.98
WO ₃	3.16	2.81	3.67	2.01	WO ₃	8.58	8.92
UO ₂	6.47	5.62	6.42	5.65	SnO ₂	4.99	5.09
ThO ₂	3.37	3.43	3.19	3.78	Сумма	99.987	100.259
Сумма	92.34	92.26	93.75	91.29			

Компонент	Тортвейтит Sc[Si ₂ O ₇]						
SiO ₂ , мас. %	44.91	44.75	45.18	44.96	45.96	45.56	45.26
Sc ₂ O ₃	51.75	51.97	53.55	53.06	49.23	50.53	53.01
Сумма	96.66	96.72	98.73	98.02	95.18	96.1	98.27

Затем в 390 млн лет, через 100—80 млн лет после пика коллизионного этапа, вдоль южной границы региона формируется ожерелье редкометалльных гранит-пегматитовых жил, геохимия которых описана в данной статье. Они резко отличаются по специализации от всех магматических образований региона и выполняют трещины, поперечные к простиранью его структур, что свидетельствует о начале рифтогенного этапа растяжения. Можно предположить, что к этому времени Сибирская платформа в своем движении на юг достигла границ влияния Сибирской горячей точки, которое обусловило появление редкометалльных пегматитов. Максимум воздействия горячей точки достигается еще через 100—90 млн лет при образовании Ангаро-Витимского гранитоидного батолита [Ярмолюк, Кузьмин, 2012].

Это самые периферийные проявления редкометалльных пегматитов по отношению к масштабному развитию ареала внутриплитного магматизма, в том числе редкометалльного гранитоидного магматизма Восточного Прибайкалья.

ВЫВОДЫ

1. Магматические породы Ольхонского региона представлены в основном андезитоидами остро-воздушного генезиса (хайдайский комплекс), массивами надсубдукционных габброидов (бирхинский комплекс), синколлизонными гранитами шаранурского комплекса и их дайковой серией. Все они относятся к ранним каледонидам, имеют возраст в интервале 520—465 млн лет и сформировались на этапах собственно коллизии и позднеколлизонного сдвигового тектогенеза. Главные структуры имеют северо-восточное простиранье. Взаимодействие близкоодновременных основных расплавов и кремнекислых выплавов в присутствии карбонатов приводит к возникновению щелочных сиенитов и метасоматитов с возрастом 471—440 млн лет.

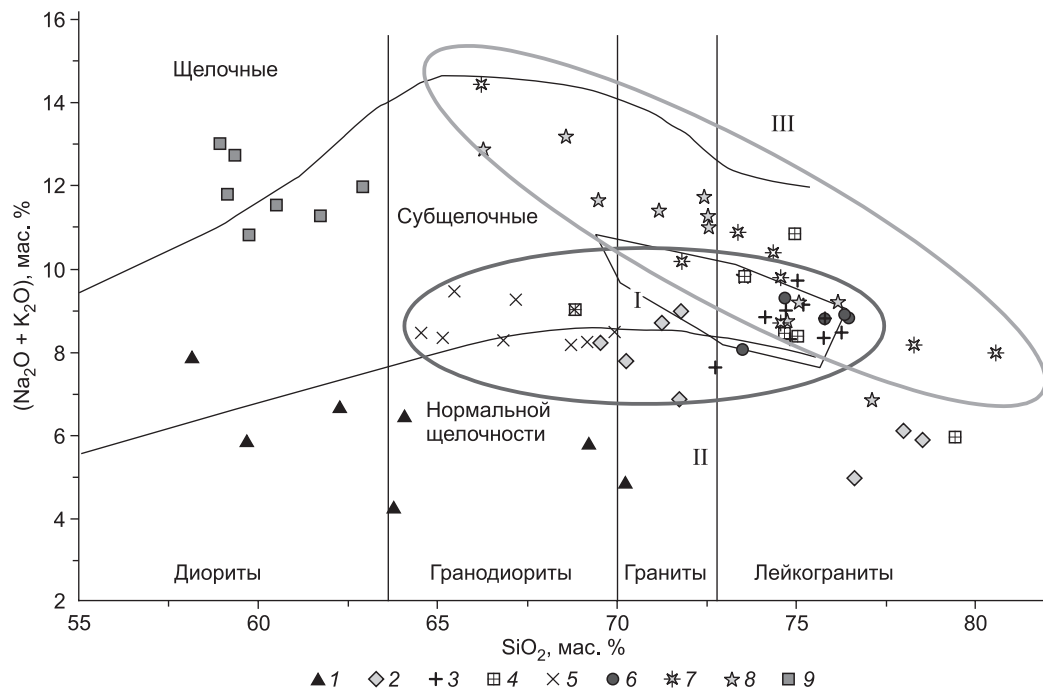


Рис. 9. Классификационная диаграмма TAS для разновидностей шаранурских гранитоидов, вмещающих гнейсов и редкометалльных пегматитов:

1 — амфибол-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы; 2 — плагииграниты; 3 — биотитовые параавтохтонные и аллохтонные граниты; 4 — граниты массивов Саса, Тутай, Сапшилан; 5 — граносиениты, кварцевые диориты; 6 — мелкосреднезернистые граниты Аинского массива; 7 — амазонитовые пегматоидные граниты; 8 — редкометалльные пегматоидные граниты пади Ташкиней; 9 — щелочные сиениты массива Будун. Поля: I — синколлизийные лейкограниты Гималаев [Crawford, Windley, 1990]; II — гранитоиды шаранурского комплекса; III — амазонитсодержащие и Rb-Be-Nb редкометалльные пегматоидные граниты.

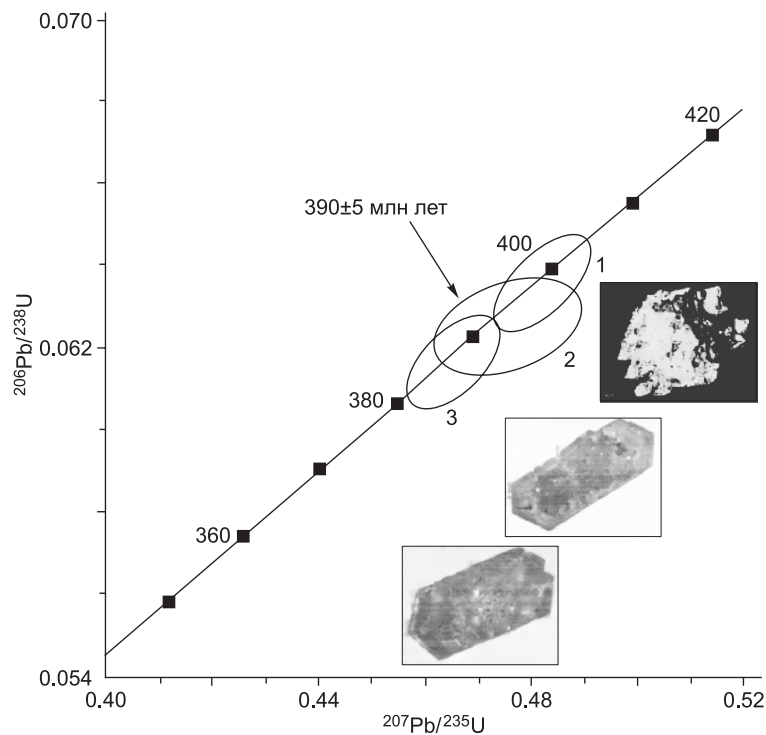


Рис. 10. U-Pb конкордантный возраст ташкинейских пегматоидных гранитов.

1—3 — зерна циркона.

2. К 390 млн лет структурный план постепенно меняется с образованием субмеридиональных трещин, выполненных частично редкометалльными пегматоидными гранитами и пегматитами. Это амазонитсодержащие пегматиты, относящиеся к Li-F геохимическому типу, которые залегают в основных породах ангинской толщи и имеют высокие содержания Li, Rb, Cs, F, B, Nb, Ta, Be.

В ольхонской серии ташкинейский гранит-пегматит представлен иным геохимическим типом — Rb, Cs, Be, Nb, Ta, Th, Sc, W, Sn, с аквамагрином, тортвейтитом, иттровольфрамитом. Содержания редких элементов в породах достигают $n \cdot 100$ — $n \cdot 1000$ г/т.

3. Мы рассматриваем эти проявления редкометалльных пегматоидных гранитов и пегматитов как переход к этапу герцинской внутриплитной обстановки, которая широко развита в Восточном Забайкалье и Хамар-Дабане. В данных провинциях внутриплитный магматизм имеет важное практическое значение, так как в них с редкометалльными гранитоидами связаны месторождения и проявления разнообразных типов редких металлов (Sn, W, Li, Cs, Be, Nb, Ta, Zr, REE).

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту IX.129.1.3. (0350-2016-0029) и при поддержке РФФИ (грант 15-05-02772).

ЛИТЕРАТУРА

Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А. Геохимия раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья и их геодинамическая интерпретация (хр. Хамар-Дабан, о. Ольхон) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 228—243.

Антипин В.С., Куш Л.В., Шептякова Н.В., Владимиров А.Г. Геохимическая эволюция раннепалеозойского коллизионного магматизма от автохтонных мигматитов и гранитоидов до многофазных гранитных интрузий (шаранурский и аинский комплексы Прибайкалья) // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (12), с. 2027—2039.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма / Ред. Ф.П. Митрофанов. СПб., Наука, 2004, 174 с.

Владыкин Н.В. Петрология и вещественный состав редкометалльных щелочных комплексов Южной Гоби (Монголия) // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (4), с. 545—568.

Иванов А.Н., Шмакин Б.М. Граниты и пегматиты Западного Прибайкалья. М., Наука, 1980, 220 с.

Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопное датирование эндогенных процессов в Приольхонье // ДАН, 1995, т. 344, № 1, с. 96—100.

Макрыгина В.А., Петрова З.И. Геохимия метаморфических комплексов Восточного побережья оз. Байкал и их корреляционные соотношения с породами западного берега // Геохимия, 2005, № 5, с. 485—502.

Макрыгина В.А., Антипин В.С. Петрология и геохимия метаморфических и магматических пород Ольхонского региона / Ред. М.И. Кузьмин. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2018, 248 с.

Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Rb-Sr систематика гранитоидов различных комплексов Приольхонья и острова Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (5), с. 679—685.

Макрыгина В.А., Толмачева Е.В., Лепехина Е.Н. История кристаллизации раннепалеозойских гранитоидов по цирконам (SHRIMP-II), Ольхонский регион, озеро Байкал // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (1), с. 41—55.

Макрыгина В.А., Суворова Л.Ф., Зарубина О.В., Брянский Н.В. Геохимия щелочных сиенитов Будунского массива и особенности их петрогенезиса (о. Ольхон) // ДАН, 2016, т. 469, № 3, с. 336—343.

Павловский Е.В., Ескин А.С. Особенности состава и структуры архея Прибайкалья / Ред. В.Г. Беличенко. М., Наука, 1964, 128 с.

Савельева В.Б., Канакин С.В., Карманов Н.С. Новые данные по минералогии амазонитовых пегматитов Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Зап. ВМО, 2013, ч. XLII, № 2, с. 44—66.

Склярлов Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Склярва А.Е. Парадоксы Тажеранского массива нефелиновых и щелочных сиенитов (Приольхонье): уточнение модели формирования или ключ к новой концепции // Геодинамическая эволюция литосферы ЦАПП: от океана к континенту (материалы научного совещания). Т. 2, вып. 5. Иркутск, Изд-во ин-та географии СО РАН, 2007, с. 79—81.

Склярлов Е.В., Карманов Н.С., Лавренчук А.В., Старикова А.Е. Перовскит Тажеранского массива (Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы ЦАПП: от океана к континенту. Материалы научного совещания. Вып 11. Иркутск, Изд-во ИЗК СО РАН, 2013, с. 213—215.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 379 с.

Федоровский В.С., Добржинская Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника, 1993, № 4, с. 30—45.

Федоровский В.С., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 682—700.

Шмакин Б.М., Макагон В.М., Конева А.А., Иванов А.Н. Амазонитовые пегматиты Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Зап. ВМО, 1973, ч. 103, вып. 5, с. 591—599.

Шмакин Б.М., Загорский В.Е., Макагон В.М. Гранитные пегматиты. Редкоземельные пегматиты. Пегматиты необычного состава. Т. 4. Новосибирск, Наука, 2007, 432 с.

Юдин Д.Ю., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Волкова М.Г. ⁴⁰Ar/³⁹Ar-возраст и геохимические признаки синколлизионных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья (на примере Бирхинского массива) // ДАН, 2005, т. 405, № 2, с. 251—255.

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.

Andal E.S., Yumul Jr. G.P., Listanco E.L., Tamayo Jr. R.A., Dimalanta C.B., Teruaki I. Characterization of the Pleistocene volcanic chain of the Bicol Arc, Philippines: implication for geohazard assessment // TAO, 2005, v. 16, № 4, p. 865—883.

Carn S.A., Pyle D.M. Petrology and geochemistry of the Lamongan volcanic field, East Java, Indonesia: Primitive Sunda Arc magmas in an extensional tectonic setting? // J. Petrol., 2001, v. 42, № 9, p. 1643—1683.

Crawford M.B., Windley B.F. Leucogranites of the Himalaya/Karakoram: implication for magmatic evolution within collisional belts and the study of collision-related leucogranite petrogenesis // J. Volcanol. Geotherm. Res., 1990, v. 44, № 1—2, p. 1—20.

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

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstruction of the Siberian continent based on interaction with African large low shear velocity province // Earth Sci. Rev., 2010, v. 192, p. 29—59.

Ludwig K.R. Squid 1.02: a users manual. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 2, 2001a, 19 p.

Ludwig K.R. Isoplot/Ex. rev.2.49: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 1a, Berkeley, 2001b, 55 p.

Makagon V.M., Belozerova O.Yu. Bismutotantalite from pegmatites of the Western Baikal Region, East Siberia, Russia // PEG, Abstracts. New Hampshire, USA, 2013, p. 88—89.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 26, № 2, p. 207—221.

Steiger R.H., Jager T. Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett., 1977, v. 36, № 3, p. 359—362.

*Поступила в редакцию
15 февраля 2018 г.*