

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ КОРОВОГО И МАНТИЙНОГО ВЕЩЕСТВА — ИСТОЧНИКОВ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ И ЭВОЛЮЦИИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ БОГАТЫХ Li ГРАНИТНО-ПЕГМАТИТОВЫХ СИСТЕМ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

Л.Г. Кузнецова

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

Представлены новые данные о возрасте, составе и условиях формирования гранитов кыстарысского комплекса и ассоциированных с ними богатых литием редкометалльных пегматитов Южно-Сангиленского пегматитового пояса (ЮСП), включающего крупное месторождение лития Тастыг. Установлено, что они сформировались на кембрийско-ордовикском рубеже раннепалеозойского коллизийного орогенеза, проявившегося в Тувино-Монгольском массиве. Граниты кыстарысского комплекса относятся к высококальциевым умеренно щелочным и, благодаря обогащению Zr, Nb, Y, REE, классифицируются как постколлизийные, переходные к внутриплитным (А-типа). Сподуменовые пегматиты ЮСП имеют близкий с ними возраст и изотопно-геохимические характеристики, что предполагает их парагенетическую связь. В пределах пояса они образуют несколько пегматитовых полей, между которыми выявлены различия их редкометалльной специализации. Помимо доминирующих Li, Cs, Ta, типичных для всех сподуменовых пегматитов (семейство LCT), в пегматитах двух полей повышены также содержания Nb, Y, REE, Zr — элементов-индикаторов пегматитов семейства NYF. Установлено, что формированию сподуменовых пегматитов с комбинированными LCT-NYF геохимическими характеристиками предшествовало внедрение даек монцогаббро с геохимическими характеристиками OIB-типа и щелочных эгириновых гранитов, а также проявление связанных с ними метасоматитов, обогащенных Zr, Nb, Y и REE. На базе геологических и минералого-геохимических данных обосновывается гипотеза образования литиеносных гранитно-пегматитовых расплавов из смешанного источника, возникшего в результате воздействия флюидов щелочного магматического комплекса мантийного происхождения на коровый протолит.

Граниты, сподуменовые пегматиты, редкометалльная специализация, смешанный источник.

INTERACTION OF CRUSTAL AND MANTLE MATERIALS, SOURCES OF TRACE ELEMENTS DURING THE FORMATION AND EVOLUTION OF EARLY PALEOZOIC Li-RICH GRANITE-PEGMATITE SYSTEMS IN SOUTHEASTERN TUVA

L.G. Kuznetsova

We present new data on the age, composition, and environments of formation of granites of the Kystarys complex and the associated Li-rich rare-element pegmatites of the South Sangilen pegmatite belt including the large Tastyg lithium deposit. It has been established that they formed during the Early Paleozoic collisional orogeny in the Tuva–Mongolian massif at the Cambrian–Ordovician boundary. The granites of the Kystarys complex are moderately alkaline high-K rocks and are enriched in Zr, Nb, Y, and REE; therefore, they are classified as postcollisional, transitional to within-plate (A-type). The spodumene pegmatites of the South Sangilen pegmatite belt are similar to the above granites in age and isotopic and geochemical parameters, which suggests a paragenetic relationship between these rocks. Pegmatites form several pegmatite fields within the belt, which differ in trace-element signatures. In addition to predominant Li, Cs, and Ta, specific to all spodumene pegmatites (LCT family), pegmatites of two fields have high contents of Nb, Y, REE, and Zr, which are indicator elements of NYF family pegmatites. It has been established that the formation of spodumene pegmatites with combined LCT–NYF geochemical signatures was preceded by the intrusion of dikes of monzogabbro with the geochemical characteristics of OIB and of alkali aegirine granites and by the formation of associated metasomatism enriched in Zr, Nb, Y, and REE. Based on the geological, mineralogical, and geochemical data, we substantiate the hypothesis of the formation of Li-bearing granite–pegmatite melts from a mixed source resulted from the influence of fluids of an alkaline igneous complex of mantle genesis on the crustal protolith.

Granites, spodumene pegmatites, trace-element signature, mixed source

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы петрогенезиса гранитных редкометалльных пегматитов, формирующих крупные месторождения Li, Ta, Cs, обогащенные также Nb, Be, Sn, остаются остро дискуссионными, несмотря на значительные успехи в изучении их минерального и химического состава, флюидного режима и термодинамических параметров кристаллизации. Наиболее разноречивы взгляды геологов на характер связи редкометалльных пегматитов с гранитами, тип гранитов, тектоническую обстановку их формирования, источники и механизмы экстремального концентрирования рудного вещества [Stewart, 1978; Гинзбург и др., 1979; Бескин, Шмакин, 1980; Černý, 1991; Breaks, Moore, 1992; Гранитные пегматиты, 1997; Бескин и др., 1999; Martin, DeVito, 2005; London, 2008; Tkachev, 2011; Černý et al., 2012; Загорский и др., 2014, 2015; Roda-Robles et al., 2015; и др.]. По мнению специалистов [Černý et al., 2012], способности исследователей понять происхождение редкометалльных гранитных пегматитов напрямую зависят от возможностей определить источники гранитов, с которыми они могут быть генетически связаны. Между тем во многих полях редкометалльных пегматитов на современном эрозионном срезе граниты либо вообще отсутствуют, либо не выявлены граниты близкого пегматитам возраста. В связи с этим, значительный интерес представляет изучение геологической позиции и особенностей состава гранитов и редкометалльных пегматитов в тех немногих регионах, где установлена их тесная ассоциация во времени и пространстве. Именно к таким регионам принадлежит Южно-Сангиленский пояс редкометалльных пегматитов (ЮСП), в котором нами проведены исследования состава гранитов кыстарысского комплекса трех массивов и окружающих их проявлений сподуменовых редкометалльных пегматитов, включающих крупное месторождение лития Тастыг. Задачей исследований было не только установить степень их родства, но также выявить причины и источники необычной редкометалльной специализации сподуменовых пегматитов в некоторых полях ЮСП. Их результаты представлены в данной статье.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЮЖНО-САНГИЛЕНСКОГО ПЕГМАТИТОВОГО ПОЯСА

Изученный пегматитовый пояс находится на Сангиленском нагорье, являющемся частью Тувино-Монгольского массива (ТММ), расположенного в каледонской Центрально-Азиатской складчатой области. Магматические ассоциации ТММ в раннем палеозое формировались в условиях аккреционно-коллизийного геодинамического режима, сопровождавшегося воздействием Алтае-Саянского плюма [Ярмолюк, Коваленко, 2003; Козаков и др., 2003], что привело к образованию интрузий, сложенных габброидами и гранитоидами разнообразного состава. Структурные и изотопно-геохимические исследования метаморфических пород и гранитоидов в западной части Сангиленского нагорья показали, что проявление аккреционно-коллизийных процессов датируется здесь кембрием—началом ордовика (535—480 млн лет) [Козаков и др., 1999, 2003; Владимиров и др., 1999, 2005, 2013]. Согласно этим исследованиям, переход от тектонической обстановки сжатия и коллизийного орогенеза (520—480 млн лет) к периоду растяжения с трансформно-сдвиговым орогенезом (480—430 млн лет) происходил на рубеже кембрия и ордовика в условиях проявления нескольких импульсов внутримитной плюмовой активности. К этому времени относится формирование крупной Алтае-Саянской изверженной провинции, включающей ареал распространения многочисленных базитовых и гранитоидных батолитов.

ЮСП имеет протяженность более 120 км и состоит из пяти пегматитовых полей (рис. 1), включающих крупное месторождение лития Тастыг и более двадцати проявлений редкометалльных пегматитов того же типа. Их размещение в западной и центральной частях пояса контролируется региональным Качикско-Церигийнгольским глубинным разломом субширотного простирания. Вмещающие породы — известняки и терригенные осадочные породы нарынского комплекса ($V-E_1$), метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации. В ЮСП распространены мелкие и относительно крупные (10—45 км²) интрузии, сложенные магматическими породами четырех ассоциаций: 1) габбро-диорит-кварц-диорит-гранодиоритовой, 2) тоналит-плагиогранитовой, 3) монцогаббро-щелочно-гранитовой и 4) гранит-лейкогранитовой [Кузнецова, 2014, 2016]. Биотитовые порфириовидные граниты 4-й ассоциации ранее были выделены в отдельный комплекс — вначале под названием эрзинский, затем переименованный в кыстарысский [Рогов, Шенкман, 1972; Шенкман, 1980; Алтухов и др., 2005; Государственная..., 2010]. Их возраст оценивался исследователями по-разному (от рифея до среднего палеозоя). Граниты этого комплекса слагают четыре наиболее крупных плутона, вблизи которых сосредоточены большинство проявлений редкометалльных пегматитов: Кыстарысский, Дзос-Хусуингольский, Учуглыкский и Теменчулу.

Первые полученные нами изотопно-геохронологические данные (U-Pb SHRIMP-II по цирконам) о возрасте плутонических пород ЮСП [Кузнецова, Шокальский, 2011; Kuznetsova et al., 2011; Кузнецова и др., 2018a,б] доказывают, что для всех четырех ассоциаций он отвечает интервалу проявления раннепалеозойского коллизийного орогенеза (520—480 млн лет), установленному в Западном Санги-

лене [Козаков и др., 2003; Владимиров и др., 2005]. Возраст гранодиоритов и плагиогранитов 1-й и 2-й ассоциаций (517 ± 6 и 507 ± 6 млн лет соответственно) отвечает его раннеколлизивной стадии, а возраст гранитов кыстарысского комплекса (489 ± 4 млн лет Дзос-Хусунгольский массив и 488 ± 6 млн лет массив Теменчулу), а также ассоциированных с ними редкометалльных сподуменовых пегматитов

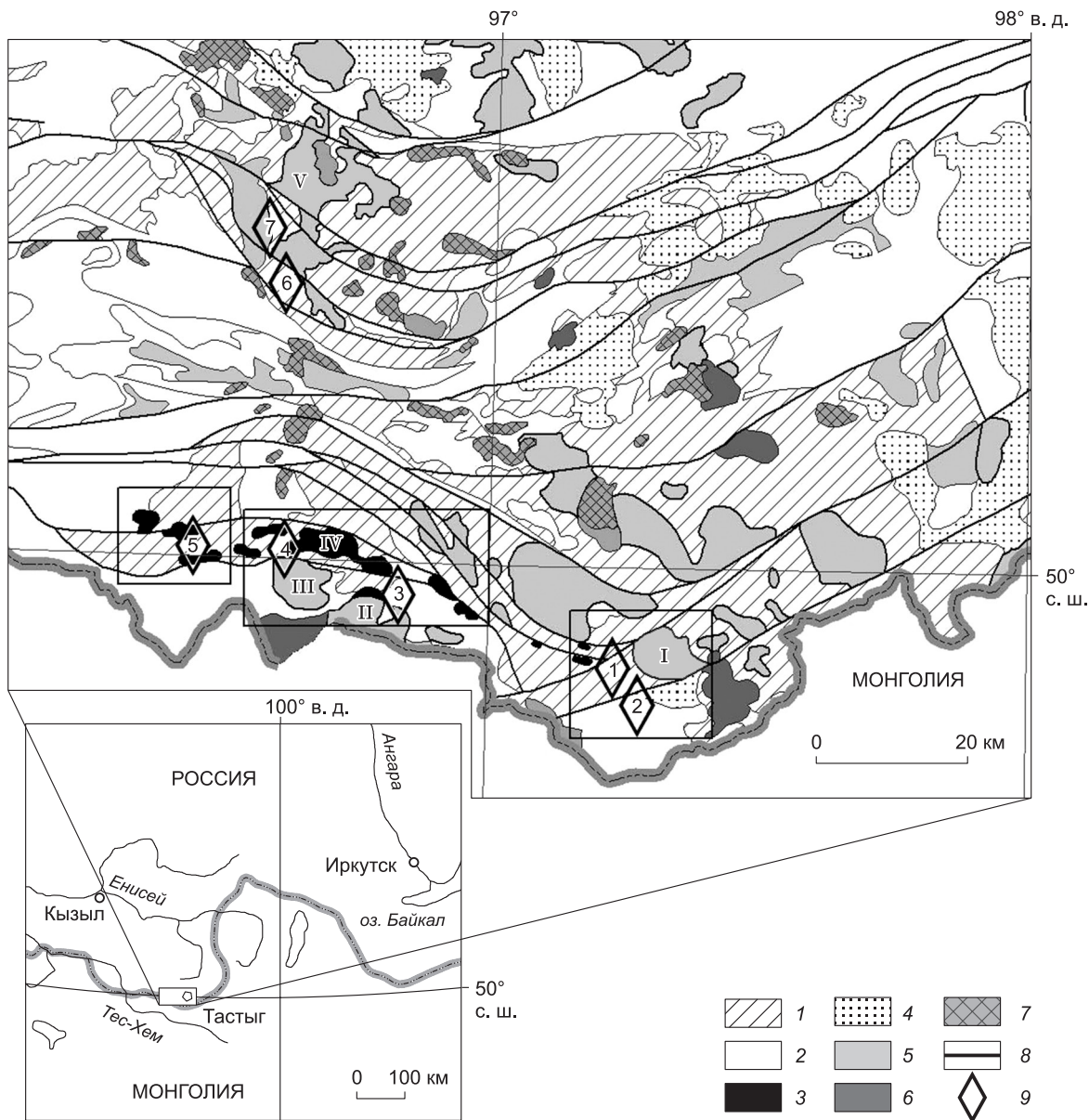


Рис. 1. Схема распространения раннепалеозойских гранитных комплексов и жильных серий редкометалльных пегматитов Сангиленского нагорья (Республика Тыва), по материалам [Государственная ..., 2010] с авторскими уточнениями и дополнениями. На врезке — местоположение исследуемого объекта.

1, 2 — монометаморфический нарынский комплекс Тувино-Монгольского массива (V- ϵ_1): 1 — карбонатные и терригенно-карбонатные толщи; 2 — метатерригенные толщи; 3—5 — поля интрузий раннепалеозойского возраста: 3 — церигингольского комплекса ($\epsilon_{1,2}$), 4 — таннуольского комплекса (ϵ_3 -O₁), 5 — аргонийского и кыстарысского комплексов (ϵ_3 -O₁); 6, 7 — поля интрузий среднепалеозойского возраста: 6 — бреньского комплекса (D₁); 7 — сангиленского комплекса (D₁); 8 — разломные зоны; 9 — участки распространения литиевых пегматитов. Арабские цифры на схеме — наиболее крупные проявления литиевых пегматитов: Южно-Сангиленский пегматитовый пояс (ЮСП) (ϵ_3 -O₁): 1, 2 — месторождения Тастыг, Пичи-Тастыг Хусунгольского поля, 3 — группа проявлений Бурчинского поля, 4 — группа проявлений Сутлугского поля, 5 — проявления Хартынского поля; Центрально-Сангиленский пегматитовый пояс (ЦСП) (P₃): 6, 7 — проявления Кара-Адыр, Шук-Бюль Сольбельдерского поля. Римскими цифрами обозначены плутоны гранитов кыстарысского комплекса (ϵ_3 -O₁): I — Дзос-Хусунгольский, II — Учуглыкский, III — Теменчулу, V — Быстринско-Каргинский; IV — Верхнецеригингольский массив церигингольского комплекса ($\epsilon_{1,2}$). Рамками выделены пегматитовые поля ЮСП с различной редкометалльной специализацией: в средней части — Бурчинское и Сутлугское (LCT), на востоке и на западе — Хусунгольское и Хартынское (LCT-NIF) соответственно. Последние два более детально показаны на рис. 2 и 3.

(494 ± 7 млн лет Сутлугское проявление и 483 ± 13 млн лет месторождение Тастыг) — позднеколлизийной стадии. К этой же стадии на рубеже кембрия и ордовика предположительно относится внедрение дайкового комплекса монцогаббро и щелочных эгириновых гранитов 3-й ассоциации. Дайки щелочных пород тяготеют к разломным зонам и наиболее распространены в Хартыньском пегматитовом поле, где они секут тела гранодиоритов 1-й ассоциации и сами прорваны жилами сподуменовых пегматитов. Отдельные тела монцогаббро, прорванные жилами сподуменовых пегматитов, установлены также в Хусуингольском пегматитовом поле, включающем месторождение лития Тастыг. Небольшие ксенолиты монцитонитов найдены в гранитах кыстарынского комплекса массива Теменчулу. Таким образом, согласно геологическим наблюдениям, внедрение щелочных пород в ряде полей ЮСП предшествовало формированию жил сподуменовых пегматитов, а также, по-видимому, и гранитов кыстарынского комплекса.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Состав гранитов кыстарынского комплекса изучен в трех массивах, расположенных в разных частях субширотного пегматитового пояса (с востока на запад): Дзос-Хусуингольском (ДХ), Учуглыкском (УЛ) и Теменчулу (ТЧ). Состав редкометалльных сподуменовых пегматитов (включая месторождение Тастыг) изучен в Хусуингольском, Бурчинском и Сутлугском полях, локализованных вблизи этих гранитных массивов (см. рис. 1). Исследованы также сподуменовые пегматиты Хартыньского поля, расположенного на западе ЮСП в бассейне р. Качик на удалении 13—14 км от ближайшего к нему гранитного массива Теменчулу. В этом поле, кроме сподуменовых пегматитов, рассмотрен состав предшествовавших им щелочных пород дайкового комплекса для оценки его возможного влияния на состав пегматитов.

Массивы гранитов кыстарынского комплекса. Дзос-Хусуингольский и Учуглыкский массивы полигенные. В краевой юго-восточной части Дзос-Хусуингольского батолита залегают биотитовые плагиограниты 2-й ассоциации (с возрастом 507 ± 6 млн лет), а основной его объем занимают крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты главной фазы кыстарынского комплекса, возраст которых 489 ± 4 млн лет [Кузнецова и др., 2018б] (рис. 2). Северо-восточный фланг Учуглыкского батолита сложен более древними ($520—517$ млн лет) кварцевыми диоритами 1-й ассоциации, прорванными биотитовыми гранитами кыстарынского комплекса, слагающими большую его часть. Массив Теменчулу целиком сложен гранитами главной фазы этого комплекса, возраст которых 488 ± 6 млн лет [Кузнецова, Шокальский, 2011; Kuznetsova et al., 2011]. Формирование массивов кыстарынского комплекса завершали биотитовые и двуслюдяные лейкограниты, пегматоидные лейкограниты, аплиты и кварц-полевошпатовые пегматиты, жильные тела и (реже) небольшие штоки которых распространены как в пределах, так и вне их границ. Многочисленные проявления редкометалльных сподуменовых пегматитов Хусуингольского, Бурчинского и Сутлугского полей располагаются вблизи вышеперечисленных гранитных массивов (на расстоянии 0.5—2.0 км), но не имеют с их жильными дериватами прямых контактов и фациальных переходов.

Жилы редкометалльных пегматитов. Сподуменовые пегматиты ЮСП характеризуются всеми признаками интрузивного происхождения и обычно группируются в серии сближенных субвертикальных плитообразных или изогнутых тел протяженностью до нескольких сотен метров и мощностью от 0.5 до 25.0 м. Они приурочены к крутопадающим послойным сколовым трещинам во вмещающих породах и располагаются вблизи линейных разломных зон. На некоторых проявлениях, например, в Хартыньском поле, жилы сподуменовых пегматитов образуют цепочку линзовидных тел, наиболее крупное из которых прослежено на 300 м в длину при мощности до 30 м (рис. 3). В целом морфология жил зависит от формы складок, тектоники и присутствия вмещающих пород разной компетентности [Поля..., 1976]. Сподуменовые пегматиты Хусуингольского, Сутлугского и Хартыньского полей внедрялись в известняки, обогащенные углистым веществом и содержащие прослойки песчаников и кварцитов. Сподуменовые пегматиты Бурчинского поля внедрялись в кварцитосланцы. Контактные взаимодействия пегматитов с известняками и кварцитами были весьма незначительными. Кроме того, во всех полях жилы сподуменовых пегматитов прорывают дайки предшествовавших им магматических пород. Последние на контактах с секущими их редкометалльными пегматитами метасоматически изменены с образованием литиевого амфибола гольмквистита и железо-литиевых слюд.

Интрузивные тела пород повышенной щелочности. Породы 3-й магматической ассоциации, распространенные в Хартыньском пегматитовом поле, представлены линзовидными телами разгнейсованных монцогаббро (см. рис. 3), а также дайками монцогаббро и щелочных эгириновых гранитов, внедрявшимися по зонам трещиноватости, оперяющим Качикско-Церигингольский разлом. Мощность тел монцогаббро от 2 до 20—50 м, эгириновых гранитов от 3 до 10 м, протяженность линзовидных тел разгнейсованных пород до 200—300 м, даек до 1 км. Исходя из структурных различий пород и секущих взаимоотношений их тел, предполагаются два импульса внедрения монцогаббро. Линзовидные тела

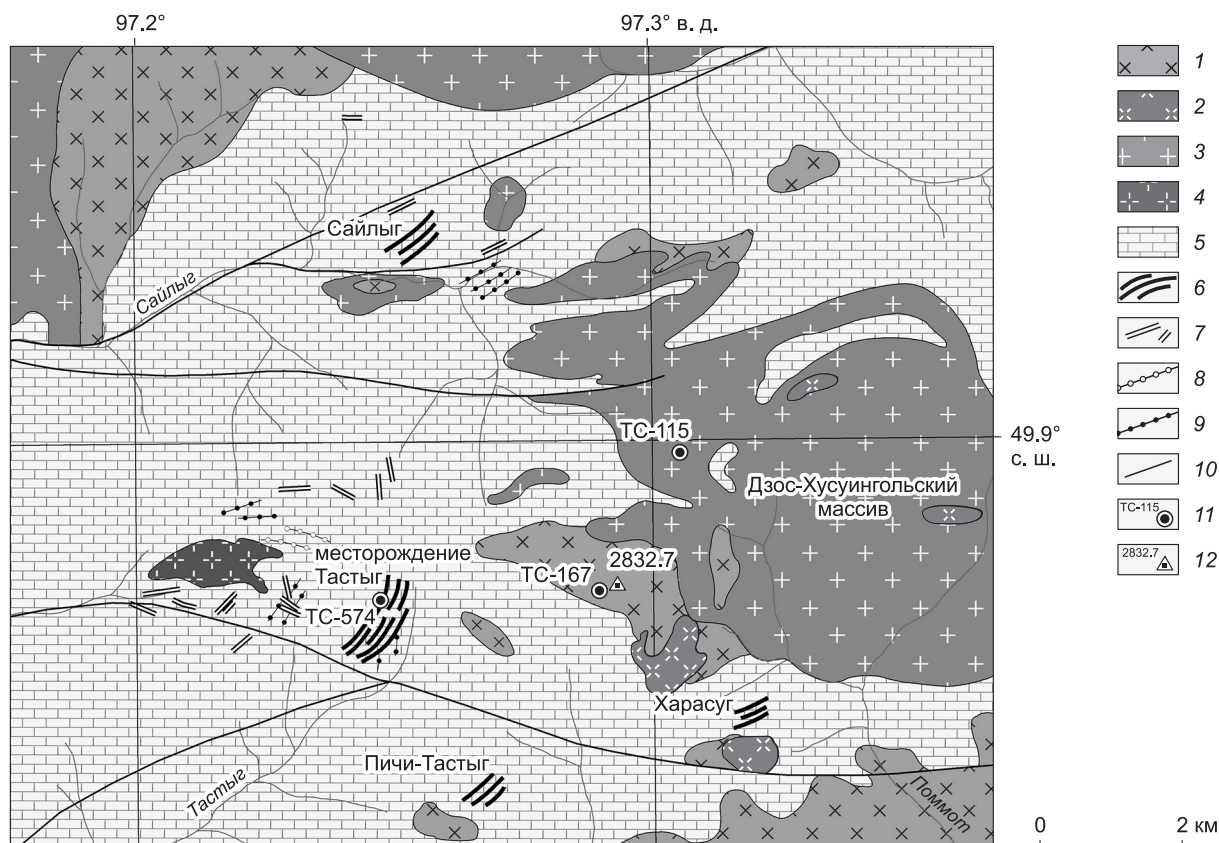


Рис. 2. Схематическая карта Хусуингольского пегматитового поля в Сангиленском нагорье, по материалам [Государственная..., 1979; Шенкман, 1980] с авторскими уточнениями и дополнениями.

1 — тоналиты, плагиограниты амфибол-биотитовые, 2 — лейкоплагиограниты, 3 — граниты биотитовые порфировидные (489 млн лет), 4 — лейкограниты биотитовые и двуслюдяные (489 млн лет), 5 — вмещающие породы — известняки с прослоями кварцитов ($V-C_1$), 6 — дайковые рои сподуменовых пегматитов, 7 — дайки лейкогранитов и аплит-пегматитов, 8 — дайки гранодиоритов, 9 — дайки диоритов, кварцевых диоритов и габброидов, 10 — основные разрывные нарушения, 11 — пункты опробования и номера проб для изотопного (U-Pb) датирования гранитоидов, 12 — отметки высот (м).

сильно разгнейсованных и амфиболизированных базитов первого импульса, по-видимому, внедрялись до или во время интенсивных подвижек вдоль Качикско-Церигингольского разлома, а дайки базитов второго импульса внедрялись позднее и сохранили свою первичную долеритовую структуру. Небольшие тела разгнейсованных монцогаббро, прорванные жилами сподуменовых пегматитов, наблюдались нами и в Хусуингольском пегматитовом поле.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Граниты кыстарысского комплекса. Породы главной фазы кыстарысского комплекса в трех изученных массивах представлены среднезернистыми порфировидными биотитовыми гранитами (рис. 4, а), сложенными кварцем (25—30 %), плагиоклазом (30—38 %), калишпатом (22—25 %) и биотитом (8—12 %). В гранитах массива Теменчулу в его апикальной части вместе с биотитом присутствует мусковит (4—5 %), обе слюды равномерно распределены в породе. Порфировидная структура обусловлена присутствием таблитчатых вкрапленников калишпата (микроклин-пертита) длиной 1—4 см и плагиоклаза (An 18-22) длиной 0.5—0.7 см. Мелкозернистая (≤ 0.2 см) основная масса состоит из зерен кварца округлой и неправильной формы, призматических кристаллов плагиоклаза (An 11-15), интерстиционных выделений калишпата и мелких удлиненных лейст биотита с резким плеохроизмом от светло-до темно-коричневого цвета. Порфировидная структура гранитов более ярко выражена в краевой части массивов, а ближе к их центру различия в размерах вкрапленников ранней генерации и зерен минералов основной массы не так контрастны. Акцессорные минералы гранитов главной фазы включают циркон, ильменит, рутил, апатит, алланит; редко встречаются пирит, сфалерит, еще реже ниобиевый рутил, монацит, фториды редких земель и тория, колумбит. В лейкогранитах по сравнению с гранитами главной



Рис. 3. Карта-схема одного из участков Хартынского поля сподуменовых редкометалльных пегматитов, м-б 1 : 5000 (по неопубликованным материалам В.Г. Хрюкина с авторскими уточнениями и дополнениями).

1 — мраморизованные известняки ($V-C_1$) с линзовидными телами разгнейсованных монцогаббро ($C_3?$); 2 — пропластки кварцитов ($V-C_1$); 3 — линзовидные тела сподуменовых пегматитов (C_3-O_1); 4 — тектонические нарушения; 5 — оси элементов рельефа: а — положительных, б — отрицательных.

фазы возрастает содержание кварца (до 35—37 %), калишпат представлен решетчатым микроклином, плагиоклаз более натриевый (An 6-15). Соотношения калиевого и натриевого полевых шпатов, биотита и мусковита сильно варьируют. Лейкограниты характеризуются мелкозернистой гипидиоморфной структурой и массивной текстурой. Акцессорные минералы в них представлены цирконом (циртолитом), ниобиевым ильменорутилом, монацитом, реже встречаются магнетит, гранат (ряда спессартин—гроссуляр—альмандин), ксенотим, флюорит, колумбит, сподумен.

Редкометалльные пегматиты. Жилы редкометалльных гранитных пегматитов в большинстве проявлений, включая месторождение Тастыг, имеют слабо зональное линзовидно-полосчатое внутреннее строение. Оно обусловлено чередованием параллельных контактов прослоев фациальных разновидностей доминирующего мелко- или среднезернистого кварц-сподумен-полевошпатового минерального комплекса (см. рис. 4, б). Предполагается, что оно связано с надликвидным расслоением расплавов на путях внедрения и последующей быстрой кристаллизацией [Кузнецова, Прокофьев, 2009]. Главными породообразующими минералами являются кварц, плагиоклаз (альбит-олигоклаз), микроклин и сподумен, соотношения которых варьируют в широком диапазоне, отражая дифференциацию редкометалльных расплавов в направлении их обогащения литием. Содержание сподумена варьирует обычно от 14 до 30, но может достигать и 50 мол. %. Для этого комплекса наиболее типичны гранитная гипидиоморфно-зернистая структура и массивная или директивная (ориентировка зерен сподумена перпендикулярно контактам жил) текстура. Гораздо менее распространены два других минеральных комплекса: тонко- или мелкозернистый кварц-плагиоклазовый, слагающий узкие (1—10 см) эндоконтактные зоны, и крупнозернистый кварц-калишпатовый комплекс со сподуменом, образующий линзовидные участки в матричном кварц-сподумен-полевошпатовом комплексе. При увеличении мощности отдельных жил с образованием в них раздувов структура сподуменосодержащих минеральных комплексов меняется на более крупнозернистую до мелкоблоковой. Процессы аутометасоматоза (альбитизация, грейзенизация) в сподуменовых пегматитах ЮСП проявлены очень слабо, поэтому хорошо сохранились первично-магматические минеральные ассоциации.

Сподумен в редкометалльных пегматитах всех полей ЮСП является основным породообразующим минералом и единственным минералом-концентратором лития. Слюды — обычные второстепенные минералы сподуменовых пегматитов во многих других регионах — в редкометалльных пегматитах ЮСП встречаются в очень ограниченном количестве в крупнозернистых минеральных комплексах в раз-

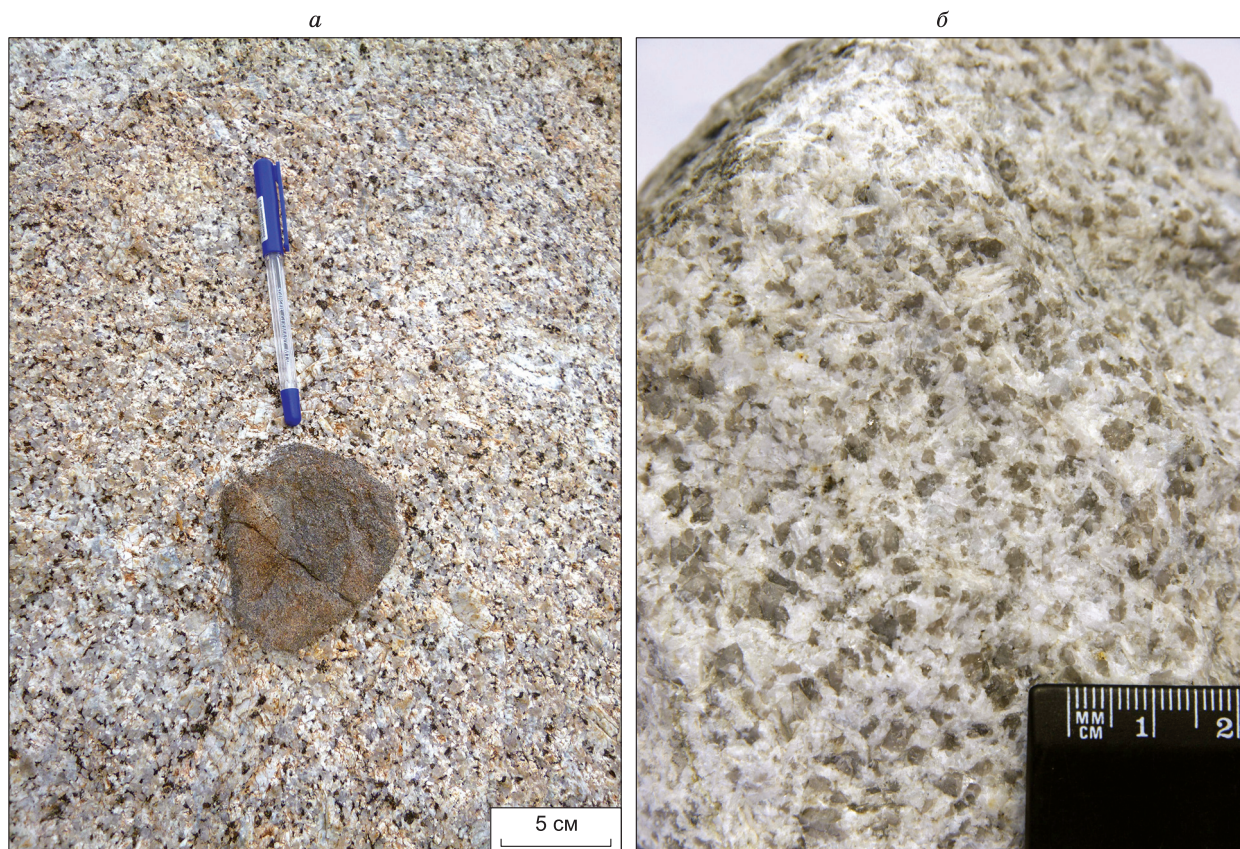


Рис. 4. Образцы порфировидного биотитового гранита главной фазы кыстарысского комплекса (а) и мелкозернистого кварц-сподумен-полевошпатового минерального комплекса (б) месторождения Тастыг.

духу крупных жил. При этом в редкометалльных пегматитах Хусуингольского и Хартынского полей они представлены железо-литиевыми разновидностями и ассоциируют с амезонитом, а в пегматитах Бурчинского и Сутлугского полей — мусковитом, ассоциирующим с микроклином. Турмалин (шерл) встречается в редкометалльных пегматитах ЮСП крайне редко, но у контактов жил, внедрившихся в метатерригенные породы, наблюдаются инфильтрационные зонки метасоматической турмалинизации.

Состав аксессуарных минералов в сподуменовых пегматитах разных полей ЮСП также различается. В пегматитах Бурчинского и Сутлугского полей он менее разнообразен и включает апатит, циркон, берилл, касситерит, танталит-колумбит. Для пегматитов Хусуингольского и Хартынского полей, кроме вышеперечисленных минералов, характерны гелвин, ниобиевый рутил, пироксенол, фергусонит, пирит, графит, реже встречаются флюорит, фториды редких земель, оксиды Th, U, в единичных случаях аксинит. Таким образом, все сподуменовые пегматиты ЮСП имеют одинаковый набор главных породообразующих минералов (включая сподумен), но значительно различаются по составу второстепенных и аксессуарных минералов. По этим признакам выделяются две группы полей: 1) Бурчинское и Сутлугское поля в средней части ЮСП; 2) Хусуингольское и Хартынское поля на востоке и на западе ЮСП соответственно.

Магматические породы повышенной щелочности. Монцгоаббро дайкового комплекса — мелкозернистые массивные породы, состоящие из клинопироксена (титан-авгита) и плагиоклаза основного состава с большим количеством аксессуарных Fe-Ti-оксидов и апатита. Тонкозернистые эгириновые граниты, слагающие протяженное дайковое тело, состоят из кварца, калиевого полевого шпата и альбита в равных количествах. Из темноватых минералов в них преобладает эгирин с небольшим количеством эгирин-авгита и рибекита. Аксессуарные минералы включают циркон, ильменит, ниобиевый рутил, монацит, эвксенит, флюоцерит. Калиевый полевой шпат и эгирин образуют мелкие вкрапленники размером в доли миллиметров, вследствие этого структура пород микропорфировая, а в зоне закалки вблизи контактов гранофировсферолитовая.

С дайками монцгоаббро и эгириновых гранитов пространственно связано небольшое (видимой мощностью около 10 м) проявление мелкозернистых метасоматических пород тонкополосчатой тексту-

ры кварц-калишпат-плагиоклазового состава с мелкочешуйчатым биотитом, частично замещенным хлоритом. Полосчатость породы обусловлена чередованием: 1) тонкозернистого агрегата изометричных зерен кварца, калишпата и плагиоклаза (альбита с реликтами олигоклаза), содержащего мельчайшие чешуйки биотита, хлорита и частицы углерода, 2) прожилков мелкозернистого кварц-калишпатового минерального комплекса. Реликтов первичной структуры породы в шлифах не установлено. Акцессорные минералы представлены фторсодержащими фосфатами железа, кальция, редких земель лантан-цериевой группы, а также пиритом, ортитом, цирконом, колумбитом, фергусонитом и графитоидом.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Методика исследований. Вещественный состав представительных образцов гранитов кыстарысского комплекса, редкометалльных сподуменовых пегматитов десяти наиболее крупных жильных серий Хусуингольского, Хартынского, Бурчинского и Сутлугского полей, а также щелочных пород дайкового комплекса и метасоматитов Хартынского пегматитового поля проанализирован на основе выборки, включающей 55 петрохимических и 43 редкоземельных анализов. Содержания петрогенных компонентов, редких и редкоземельных элементов приведены в табл. 1 и 2.

При отборе проб магматических пород всех типов их качество, помимо визуальных наблюдений, контролировалось стандартными петрографическими характеристиками. Состав сподуменовых гранитоидов охарактеризован по большим выборкам представительных образцов (1.5—2.0 кг) их мелко- или среднезернистых разновидностей, преобладающих в жилах, и по единичным крупнообъемным пробам (30—50 кг), полученным методом борздового опробования в поперечном сечении жил. Основанием для такого отбора проб послужили: 1) слабозональное, линзовидно-полосчатое строение большинства жил с чередованием параллельных контактам прослоев доминирующего кварц-сподумен-полевошпатового минерального комплекса с варьирующим соотношением минералов; 2) слабое проявление процессов автометасоматоза, благодаря чему хорошо сохранились первично-магматические минеральные ассоциации. Критерием достоверности полученных данных является идентичность состава представительных проб сподуменовых гранитоидов, отобранных из жил Тастыга, результатам анализа крупнообъемных технологических проб этого месторождения по данным В.Ф. Полкунова (неопубликованные материалы). Сравнение состава пегматитов из разных жильных серий и полей проводилось с учетом состава вмещающих их пород (преимущественно известняков).

Пробы были изучены методом классического химического анализа (аналитик Г.А. Погудина) и РФА (аналитик В.М. Чубаров) по методикам, описанным в [Афонин и др., 1984; Амосова и др., 2015]. Фтор определен методом АЭА (аналитик Н.Л. Чумакова); редкие и редкоземельные элементы (REE) проанализированы методом ICP-MS аналитиками Л.С. Таусон, Е.В. Смирновой и О.В. Зарубиной по методике МВИ № 002-ХМС-2009 (редакция 2015 г.). Исследования Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем проведено в изотопной лаборатории ИГХ СО РАН (аналитик Т.А. Владимирова) с использованием модернизированных масс-спектрометров МИ 1201-Т и многоколлекторного масс-спектрометра Finnigan MAT 262. Все анализы выполнены с помощью научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН по аттестованным стандартам [Govindaraju, 1994].

Вещественный состав гранитов кыстарысского комплекса. Состав гранитов главной фазы кыстарысского комплекса характеризуется повышенной общей щелочностью ($K_{agr} = 0.84—0.96$), умеренной глиноземистостью A/CNK (мол. кол.) $= Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O) = 0.95—1.1$, высокими железистостью K_{Fe^*} (мас. %) $= FeO_{общ}/(MgO + FeO_{общ}) = 0.84—0.93$ и калиевоcтью (см. табл. 1, рис. 5, $a—z$). В Дзос-Хусуингольском (ДХ) и Учуглыкском (УЛ) массивах они менее кремнекислые ($SiO_2 = 67.3—71.0$ мас. %), чем в массиве Теменчулу (ТЧ) ($SiO_2 = 71—74$ мас. %). Хотя в краевой части массива ТЧ также встречаются разновидности гранитов с содержанием $SiO_2 = 69—70$ мас. %. На диаграмме альбит—анортит—ортоклаз точки их составов находятся в поле гранитов (рис. 6), на диаграмме альбит—кварц—ортоклаз они располагаются в конце классического дифференционного тренда известково-щелочных серий повышенной калиевой щелочности (НКСА). Редкоземельные характеристики гранитов приведены в табл. 1 и на рис. 7, a ; 8, $a—в$. В гранитах главной фазы, особенно в их менее кремнекислых разновидностях, повышены содержания HFSE и REE. Суммы REE в гранитах массивов ДХ и УЛ составляют 200—260 г/т и снижаются до 100—150 г/т в более кремнекислых гранитах массива ТЧ. Спектры распределения REE в гранитах ДХ фракционированы сильнее ($(La/Yb)_N = 16—25$), чем в гранитах УЛ и ТЧ ($(La/Yb)_N = 6—14$), отношение Eu/Eu^* снижается от 0.5 (ДХ) до 0.3 (ТЧ). Несмотря на некоторые отличия, связанные, по-видимому, с различной степенью фракционирования гранитных расплавов, редкоземельные характеристики гранитов всех массивов указывают на их генетическое единство. На дискриминационных диаграммах Rb—(Y + Nb) [Pearce et al., 1984; Pearce, 1996] точки составов гранитов кыстарысского комплекса попадают на границу полей внутриплитных и постколлизийных обстановок (см. рис. 8, a). На спайдер-диаграмме их составы, нормированные к средней коре [Rudnick, Gao, 2003], характеризуются минимумами Ba, Sr, Ti и максимумами Li, Rb, Zr, Y, Nb, Th (рис. 9).

Таблица 1.

**Химический состав гранитов кыстарыесского комплекса
и пород бимодального комплекса Хартынского пегматитового поля**

Компонент	1		2		3	4		5	6	7		8	
	Ср.(6/6)	Ст. отк.	Ср. (4/4)	Ст. отк.	Тс-15-48	Ср. (9/5)	Ст. отк.	Тс-14-3	Тс-116	Ср. (6/3)	Ст. отк.	Ср. (10/3)	Ст. отк.
SiO ₂ , мас. %	69.18	1.31	71.29	1.12	69.02	73.26	0.70	73.85	73.83	47.06	1.89	75.60	0.34
TiO ₂	0.43	0.07	0.24	0.05	0.56	0.25	0.06	0.11	0.10	3.03	0.18	0.24	0.00
Al ₂ O ₃	15.20	0.49	14.42	0.60	14.62	13.81	0.29	14.08	13.84	15.30	1.00	11.06	0.08
Fe ₂ O ₃	0.87	0.21	0.63	0.49	5.09*	0.71	0.39	1.83*	0.45	2.08	1.08	1.49	0.31
FeO	2.23	0.31	2.13	0.51	—	1.65	0.39	—	1.08	10.64	2.21	2.08	0.25
MnO	0.05	0.00	0.04	0.01	0.08	0.06	0.01	0.04	0.05	0.18	0.03	0.07	0.00
MgO	0.55	0.11	0.21	0.06	0.71	0.30	0.08	0.08	0.09	5.37	2.31	0.01	0.02
CaO	1.52	0.29	0.85	0.08	1.14	0.73	0.16	0.62	0.79	7.73	2.78	0.24	0.09
Na ₂ O	3.71	0.15	4.23	0.20	3.21	3.56	0.18	3.78	3.34	4.30	0.88	4.19	0.16
K ₂ O	5.02	0.24	4.76	0.10	4.51	4.37	0.22	4.47	5.99	1.13	0.36	4.50	0.10
P ₂ O ₅	0.22	0.04	0.20	0.10	0.25	0.13	0.02	0.09	0.05	0.50	0.20	0.03	0.04
П.п.п.	0.74	0.14	0.79	0.16	0.76	0.89	0.19	1.06	0.31	2.18	1.52	0.43	0.12
Сумма	99.71	—	99.78	—	99.95	99.70	—	98.18	100.04	99.49	—	99.93	—
Na ₂ O + K ₂ O	8.73	0.35	8.99	0.26	7.72	7.93	0.34	8.25	9.33	5.43	0.85	8.69	0.24
A/CNK	1.03	0.02	1.01	0.04	1.12	1.10	0.05	1.07	1.03	0.91	0.31	0.85	0.03
Na ₂ O/K ₂ O	0.74	0.03	0.89	0.04	0.71	0.81	0.04	0.85	0.56	3.79	—	0.93	—
F, г/т	850	152	1230	372	1600	1180	192	2300	780	797	116	1033	58
Li	83.04	20.49	108.50	68.20	161.08	121.06	17.54	167.25	24.83	18.39	11.07	71.61	12.50
Be	3.19	0.30	4.77	1.83	5.13	11.07	10.78	14.59	2.91	1.96	0.56	7.48	0.82
Sn	3.92	1.91	7.44	3.49	6.41	9.69	0.93	15.08	1.76	2.10	0.19	8.34	1.15
Rb	213.94	40.26	204.13	19.68	244.74	218.36	27.96	303.67	177.07	18.65	9.78	165.21	15.11
Cs	6.35	2.48	6.91	2.21	9.92	12.19	1.74	18.36	3.55	1.34	1.57	2.05	0.92
Ba	702.03	133.55	378.94	45.83	477.97	327.06	69.44	153.87	189.11	340	146.03	15.73	5.38
Sr	217.05	33.82	93.07	4.06	105.01	81.89	11.52	58.70	75.20	669	46.36	11.61	4.29
Nb	24.32	3.30	21.25	3.87	26.61	14.33	1.93	17.31	46.51	54.96	17.86	64.32	13.12
Ta	1.71	0.36	2.39	0.87	2.14	2.61	0.10	3.30	2.46	3.17	0.87	3.17	0.58
Zr	299.88	47.66	251.70	46.69	300.00	147.34	40.71	109.31	103.14	270	56.58	1078.93	199.25
Hf	8.57	1.10	6.24	0.96	9.75	4.54	0.89	4.15	3.40	8.49	2.78	22.63	3.00
Pb	27.16	2.63	30.50	1.50	21.25	20.25	1.69	23.68	27.97	4.20	0.96	29.96	9.71
Th	22.31	4.13	15.80	2.52	22.36	12.30	1.40	13.03	21.74	4.83	1.45	15.90	0.71
Y	16.66	2.45	23.71	6.62	25.51	16.54	1.87	17.23	15.17	30.44	5.78	82.23	17.90
La	49.84	4.23	42.95	3.92	44.07	22.69	6.08	11.45	33.07	38.94	10.19	88.33	30.26
Ce	105.43	9.14	87.60	11.89	106.90	48.50	11.49	29.87	71.55	80.37	17.22	203.19	59.88
Pr	11.49	0.76	9.31	1.39	11.06	5.80	1.40	3.49	6.37	9.81	3.34	21.61	7.33
Nd	42.13	3.56	35.10	6.82	40.65	22.24	4.96	14.63	21.20	37.65	13.28	82.00	27.98
Sm	7.51	0.91	6.81	1.86	8.33	4.76	0.92	3.74	3.79	8.02	2.52	16.10	5.71
Eu	1.03	0.14	0.74	0.05	0.64	0.53	0.11	0.23	0.30	2.61	0.62	0.28	0.10
Gd	6.49	0.88	6.42	1.61	7.36	4.39	0.68	3.96	2.92	7.51	1.82	15.57	5.97
Tb	0.65	0.14	0.86	0.29	0.98	0.59	0.07	0.65	0.45	1.07	0.24	2.18	0.76
Dy	3.65	0.59	5.06	1.58	5.43	3.64	0.33	4.00	3.14	6.66	1.26	14.03	4.28
Ho	0.69	0.10	0.98	0.28	0.92	0.69	0.06	0.68	0.62	1.17	0.23	2.83	0.83
Er	1.82	0.29	2.71	0.75	2.54	1.89	0.24	1.97	1.82	3.21	0.55	8.81	2.60
Tm	0.27	0.04	0.40	0.10	0.34	0.29	0.03	0.27	0.28	0.41	0.08	1.33	0.35
Yb	1.82	0.39	2.60	0.59	2.20	2.00	0.18	1.86	1.89	2.68	0.44	9.17	2.16
Lu	0.26	0.04	0.39	0.09	0.30	0.31	0.03	0.25	0.28	0.35	0.05	1.34	0.32
V	15.38	4.45	—	—	25.46	—	—	4.84	1.21	280.31	38.53	0.80	0.25

Компонент	1		2		3	4		5	6	7		8	
	Ср.(6/6)	Ст. откл.	Ср. (4/4)	Ст. откл.	Тс-15-48	Ср. (9/5)	Ст. откл.	Тс-14-3	Тс-116	Ср. (6/3)	Ст. откл.	Ср. (10/3)	Ст. откл.
Cr	9.93	5.13	11.58	7.57	23.24	8.77	3.86	7.28	1.93	82.58	46.89	2.91	0.60
Co	3.34	0.69	1.63	0.14	5.69	1.97	0.69	1.29	0.52	35.42	6.12	0.49	0.15
Ni	4.97	2.05	5.36	1.38	6.50	4.66	1.53	7.08	1.80	35.06	17.04	2.71	0.88
Zn	98.96	6.78	72.21	17.38	92.78	47.57	11.39	49.16	58.86	110.86	8.14	211.76	29.63
Сумма РЗЭ	237.05	16.88	211.77	28.57	232.37	118.32	24.88	77.34	147.68	200.47	51.12	453.51	140.34
(La/Yb) _N	20.24	4.23	11.64	1.90	14.36	8.31	2.72	4.42	12.53	10.34	1.10	7.15	2.43
Eu/Eu*	0.46	0.07	0.34	0.12	0.25	0.36	0.04	0.18	0.28	1.04	0.08	0.06	0.004

Примечание. 1—8 — типы пород: 1—4 — граниты главной фазы кыстарысского комплекса трех массивов: 1 — Дзос—Хусуингольского, 2 — Учуглыгского, 3, 4 — Теменчулу (3 — в краевой части, 4 — в центре массива); 5, 6 — жильные лейкограниты (5 — из массива Теменчулу, 6 — из Дзос—Хусуингольского массива); 7, 8 — породы щелочной бимодальной ассоциации Хартынского поля: 7 — монцогаббро, 8 — эгириновые лейкограниты. Ср. (4/6) — средние составы пород; в скобках — число анализов: первое число — силикатных методом РФА, второе число — микроэлементов методом ICP-MS. Ст. откл. — стандартное отклонение; прочерк — нет данных; A/CNK (мол. кол.) = $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$; (La/Yb)_N — содержания РЗЭ нормированы к хондриту, по [Sun, McDonough, 1989].

В лейкогранитах относительно гранитов главной фазы повышены содержания SiO_2 и понижены содержания мафических компонентов, P, Sr, Ba, Zr, REE (особенно легких REE), а также отношения $(La/Yb)_N = 2—4$ и $Eu/Eu^* = 0.2—0.1$. Интересно, что показатели их общей и калиевой щелочности, а также содержания редких элементов варьируют в разных массивах в зависимости от состава гранитов главной фазы. Так, в массивах ДХ и УЛ, сложенных наименее кремнекислыми монцогранитами, они соответствуют высококалиевым монцолейкогранитам, обогащены Nb (47 г/т) и обеднены Li, Cs (25.4 г/т) (см. табл. 1, пр. Тс-116). А в массиве ТЧ, сложенном более кремнекислыми гранитами, они близки к лейкогранитам нормальной щелочности и, как и граниты главной фазы, содержат меньше Nb (17 г/т), но больше Li, Cs, Be, Sn (167, 18.4, 14.6, 15.1 г/т) (см. табл. 1, пр. Тс-14-3). Однако содержания Li, Cs, Be, Sn в лейкогранитах всех массивов далеки от их уровней в сподуменовых пегматитах (см. табл. 2).

Вещественный состав редкометалльных пегматитов. Анализ главных петрогенных компонентов представительных проб сподуменовых пегматитов, отобранных из различных жильных серий Хусуингольского, Бурчинского, Сутлугского и Хартынского полей ЮСП, показал сходство их состава и эволюционных трендов (см. табл. 2; рис. 10). Валовой химический состав наиболее распространенной разновидности кварц-сподумен-двуполевошпатового минерального комплекса соответствует высокоглиноземистым гранитам с показателями $A/CNK = 1.3—1.5$, $(Na_2O + K_2O + Li_2O) = 7.0—8.3$ (мас. %) [Кузнецова, Прокофьев, 2009]. На диаграмме нормативного состава сумма полевых шпатов-кварц-сподумен (см. рис. 10) для сподуменовых гранитоидов крупных жильных серий установлен общий тренд дифференциации, направленный от области эвтектоидного расплава, по [Stewart, 1978], в сторону обогащения нормативным сподуменом и кварцем. Эволюция в этом направлении приводит к значительному обогащению сподуменовых гранитоидов Li (до 4.3 мас. % Li_2O в пегматитах Тастыга) [Кузнецова, Прокофьев, 2009]. При этом содержания F, B, H_2O в основном остаются очень низкими ($F = 0.02—0.12$; $B < 0.02$; $H_2O < 0.7$ мас. %) и не коррелируют с интенсивным накоплением Li.

На фоне единства поведения большинства главных петрогенных элементов, к которым относится и Li, в сподуменовых пегматитах двух групп полей (Бурчинского с Сутлугским, с одной стороны, и Хусуингольского с Хартыньским, с другой) установлены различия в соотношениях щелочных (Na и K) и флюидных (P и F) элементов. Разные соотношения Na и K показало сравнение больших выборок представительных проб доминирующего мелкозернистого сподумен-кварц-полевошпатового минерального комплекса из жил слабозонального внутреннего строения двух полей, Сутлугского (1-я группа) и Хусуингольского (2-я группа), внедрявшихся в одинаковые вмещающие породы (известняки). В них не проявлены процессы аутометасоматоза (альбитизации, грейзенизации), что позволяет оценить их состав как первично-магматический. Установлено, что в большинстве проб пегматитов Хусуингольского поля отношение Na_2O/K_2O варьирует в пределах 0.5—3.5, что заметно ниже, чем в пегматитах Сутлугского поля, 3—10 (рис. 11, в). По-видимому, это свидетельствует о более высокой активности K в исходных пегматитовых расплавах Хусуингольского поля.

Различия состава сподуменовых пегматитов двух групп полей по флюидным компонентам мало-контрастны в преобладающих мелкозернистых минеральных комплексах, где их содержания невысоки, но усиливаются в крупнозернистых минеральных комплексах в раздувах жил. Так, в сподуменовых пегматитах Хусуингольского и Хартынского полей содержание P всегда ниже предела обнаружения

Таблица 2. Химический состав сподуменовых пегматитов ЮСП и метасоматитов Хартынского пегматитового поля

Компонент	Поле										
	Сутлугское		Хусуингольское		Хартынское						
	Сподуменовые пегматиты					Монцит неизмен- енный	Редкометалльные метасоматиты				
							по монцитам			по монцогаббро	
	Ср. (4/6)	Ст. отк.	Ср. (6/6)	Ст. отк.	Тс-11-71	Тс-16-83	Тс-15-107	Тс-16-57	Тс-15-106	Тс-15-101	Тс-15-102
SiO ₂ , мас. %	73.97	0.60	74.17	1.47	71.67	55.93	55.48	59.45	58.42	50.93	50.72
TiO ₂	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03	0.54	0.16	0.13	0.08	3.17	2.37
Al ₂ O ₃	15.89	0.56	16.11	0.67	17.36	21.56	22.36	21.51	21.73	15.90	16.02
Fe ₂ O ₃	0.39	0.18	0.23	0.10	0.20	1.36	1.31	1.01	0.05	11.62*	2.82
FeO	0.81	0.22	0.85	0.34	0.49	2.06	1.72	0.54	2.00	—	10.56
MnO	0.05	0.02	0.06	0.03	0.05	0.12	0.06	0.10	0.10	0.17	0.26
MgO	0.04	0.03	0.05	0.02	0.05	0.74	2.02	1.00	1.45	4.42	5.06
CaO	0.49	0.42	0.41	0.11	0.40	5.40	4.3	3.05	2.45	6.99	2.97
Na ₂ O	4.66	0.69	4.14	0.38	3.04	6.60	4.29	6.25	6.69	3.47	2.6
K ₂ O	1.03	0.42	1.54	0.70	3.42	2.39	5.46	3.76	3.25	1.01	2.11
Li ₂ O	1.68	0.39	1.80	0.11	1.76	0.0052	0.07	0.14	0.23	0.14	1.14
H ₂ O ⁺	0.16	0.11	0.19	0.01	0.42	0.62	1.14	0.99	1.08	—	2.02
H ₂ O ⁻	0.16	0.03	—	—	0.10	0.2	0.30	0.43	0.47	—	0.29
F	0.03	0.01	0.06	0.02	0.10	0.035	0.07	0.08	0.21	0.01	0.13
P ₂ O ₅	0.13	0.08	< 0.02	—	< 0.02	0.06	0.69	0.50	0.63	0.38	0.37
CO ₂	0.41	0.08	0.07	0.11	0.33	2.12	0.11	0.10	0.27	—	0.21
Сумма-1	99.88	—	99.70	—	99.42	99.74	99.49	99.04	99.06	100.00	99.66
O = F2	0.01	—	0.02	—	0.04	0.02	0.03	0.03	0.09	—	0.05
Сумма-2	99.87	—	99.68	—	99.38	99.72	99.46	99.01	98.97	—	99.61
Na ₂ O+K ₂ O	5.69	—	5.68	—	6.46	8.99	9.75	10.01	9.94	4.48	4.71
Na ₂ O/K ₂ O	4.53	—	2.68	—	0.89	2.76	0.79	1.66	2.06	3.42	1.23
Be, г/т	156.66	69.29	77.46	51.46	57.10	1.31	7.01	10.87	14.77	1.93	1.44
Sn	59.04	20.56	186.47	16.71	34.03	0.56	5.86	12.42	16.60	2.42	1.31
Rb	188.57	146.69	829.80	443.93	3247.72	44.98	83.21	119.85	231.72	30.23	58.72
Cs	38.35	10.01	60.00	35.38	174.12	1.10	32.40	53.12	92.88	9.45	23.50
Ba	40.19	46.71	74.45	34.91	48.12	2665.98	2604.35	1924.69	1829.89	527.58	782.32
Sr	54.53	29.02	58.91	17.95	74.58	2800.87	767.87	737.55	794.32	396.49	391.80
Nb	77.61	44.50	148.68	69.71	210.00	24.00	269.23	321.88	290.49	43.00	34.40
Ta	34.94	39.22	91.89	62.91	77.62	1.9	27.66	30.18	28.19	2.63	2.14
Zr	40.02	32.46	87.99	35.40	40.43	67.00	1293.00	1215.00	1215.00	142.17	133.47
Hf	3.82	2.58	11.66	5.55	8.37	1.13	35.74	37.08	33.59	4.53	4.07
Pb	2.92	2.96	81.43	33.30	79.86	14.47	12.27	14.74	15.77	9.25	8.13
Th	0.79	0.55	18.42	3.58	34.63	3.93	8.05	9.36	9.67	4.58	4.48
Y	0.08	0.06	12.08	1.95	40.43	8.10	18.55	15.19	16.28	25.72	26.27
La	0.098	0.061	5.83	3.02	7.98	32.88	50.24	37.07	37.21	9.07	18.76
Ce	0.139	0.080	14.75	6.24	28.61	64.21	114.62	87.13	89.56	20.66	42.41
Pr	0.013	0.007	1.92	0.64	3.17	7.01	13.05	11.61	11.04	2.94	5.00
Nd	0.040	0.019	6.21	1.33	9.47	25.20	49.08	45.97	42.42	14.76	20.30
Sm	0.010	0.006	1.84	0.48	2.42	3.58	9.62	8.80	8.92	4.93	5.23
Eu	0.002	0.003	0.01	0.01	0.10	1.05	2.54	2.51	2.44	1.55	1.52
Gd	0.013	0.009	1.74	0.54	2.36	2.93	7.01	7.58	6.31	4.71	5.10
Tb	0.002	0.002	0.31	0.16	0.45	0.28	0.74	0.90	0.73	0.75	0.78
Dy	0.012	0.010	1.70	0.85	3.67	1.47	4.51	4.67	4.33	5.01	5.29
Ho	0.002	0.001	0.29	0.16	0.75	0.28	0.68	0.75	0.69	0.94	1.00
Er	0.007	0.004	0.85	0.39	2.58	0.76	1.61	1.77	1.68	2.72	2.82
Tm	0.001	0.001	0.18	0.07	0.54	0.10	0.18	0.23	0.20	0.36	0.37
Yb	0.006	0.004	1.66	0.51	4.25	0.68	1.01	1.36	1.18	2.30	2.42
Lu	0.001	0.001	0.27	0.07	0.66	0.09	0.12	0.16	0.15	0.32	0.33
Сумма РЗЭ	0.35	0.19	37.56	9.78	67.02	140.51	255.01	210.50	206.86	71.02	111.34

Примечание. Анализы выполнены в аналитическом отделе ИГХ СО РАН: методом «мокрой» химии аналитиком Г.А. Погудин и методом ICP-MS аналитиками Л.С. Таусон, Е.В. Смирновой и О.В. Зарубиной.

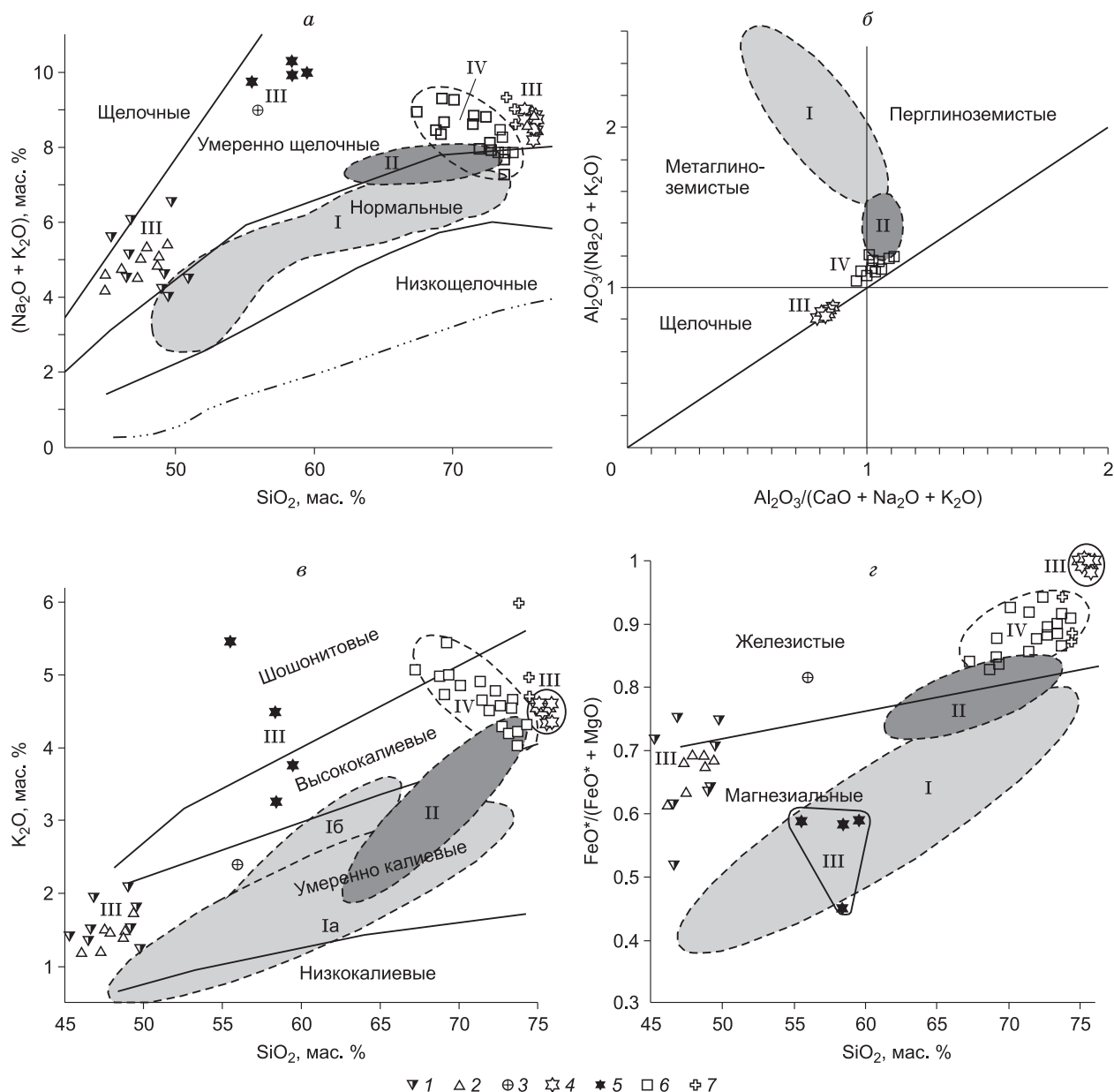


Рис. 5. Дискриминационные диаграммы для габбро-гранитных ассоциаций ЮСП раннепалеозойского возраста.

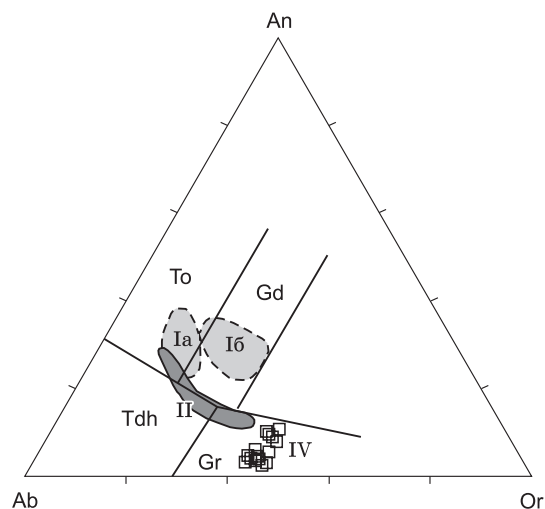
а — TAS-диаграмма (границы полей приведены в соответствии с [Петрографический кодекс..., 2009]); *б* — диаграмма $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O) - Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ (мол. кол.), по [Maniar, Piccoli, 1989]; *в* — диаграмма $SiO_2 - K_2O$ (границы полей приведены в соответствии с [Rickwood, 1989]); *г* — диаграмма $SiO_2 - FeO^*/(FeO^* + MgO)$, по [Frost et al., 2001]. Поля составов пород 1-й (I) и 2-й (II) магматических ассоциаций выделены цветом; *в* — поля гранитоидов 1-й магматической ассоциации с Na и K-Na типом щелочности обозначены Ia и Ib соответственно. 1—5 — породы 3-й ассоциации (III): 1 — разнгейсованные монцогаббро первого импульса, 2 — монцогаббро из даек второго импульса, 3 — монциты неизменные, 4 — эгириновые редкометалльные лейкограниты, 5 — калишпатовые редкометалльные метасоматиты по монцитам; 6, 7 — породы 4-й ассоциации (IV) кыстарыского комплекса: 6 — биотитовые порфировидные граниты главной фазы в массивах Дзос-Хусунгольском, Учуглыкском и Теменчулу, 7 — биотитовые лейкограниты.

(< 0.02 мас. % P_2O_5), а содержание F обычно низкое (0.05—0.10 мас. %), но может повышаться до 0.25 мас. % в минеральном комплексе с железо-литиевыми слюдами. Спудуменовые пегматиты Бурчинского и Сутлугского полей, наоборот, обогащены P (0.02—0.40 мас. % P_2O_5) при повсеместно очень низких содержаниях F (≤ 0.05 мас. %).

Еще более существенно спудуменовые пегматиты двух групп полей отличаются по уровням содержаний HFSE (Zr, Nb, Ta), а также Y, REE, Pb, Th (см. табл. 2). Пегматиты Хусунгольского и Хар-

Рис. 6. Диаграмма альбит—анортит—ортоклаз [O'Connor, 1965] для гранитов ЮСП раннепалеозойского возраста.

Границы полей приведены в соответствии с [Barker, 1979]: To — тоналиты, Tdh — трондьемиты, Gd — гранодиориты, Gr — граниты. Поля составов гранитоидов раннеколлизионного этапа выделены цветом и обозначены римскими цифрами: Ia и Ib — гранитоиды 1-й магматической ассоциации с Na и K-Na типом щелочности соответственно; II — гранитоиды 2-й ассоциации; IV — поле составов гранитов кыстарыского комплекса позднеколлизионного этапа.



тынского полей обогащены всеми этими элементами, тогда как в пегматитах Бурчинского и Сутлугского полей их содержания (особенно Y, REE) значительно ниже. Они отражены на графике распределения REE (см. рис. 7, а) и на спайдер-диаграмме редкоземельного состава, нормированного к среднему составу коры [Rudnick, Gao, 2003] (см. рис. 9). С ростом содержаний лития, соответствующим основному направлению эволюции всех сподуменовых пегматитов, содержания Y, REE, Pb, Th в породах этих полей изменяются в противоположных направлениях (см. рис. 11, а—в).

Таким образом, сподуменовые пегматиты двух групп полей ЮСП имеют близкий состав по главным петрогенным элементам и одинаковые эволюционные тренды, направленные к обогащению пород литием, но заметно различаются по относительной роли щелочных (Na, K) и флюидных (P, F) компонентов и особенно по уровням концентраций Zr, Nb, Ta, Y, REE, Pb, Th. Важно отметить, что эти отличия редкоземельной специализации сподуменовых пегматитов двух групп полей проявляются на региональном уровне и не зависят от локальных факторов, например, состава вмещающих пород или особенностей внутреннего строения жил — зонального (единичные случаи) или близкого к гомогенному (преобладающая часть жил всех полей).

Вещественный состав пород повышенной щелочности. Габброиды обеих структурных разновидностей по химическому составу относятся к высокотитанистым монцогаббро (мас. %): $TiO_2 = 2.4—3.2$, $SiO_2 = 45—49$, $Na_2O + K_2O = 4—6$, $P_2O_5 = 0.40—0.90$ (см. табл. 1, рис. 5, а—з) с показателем магне-

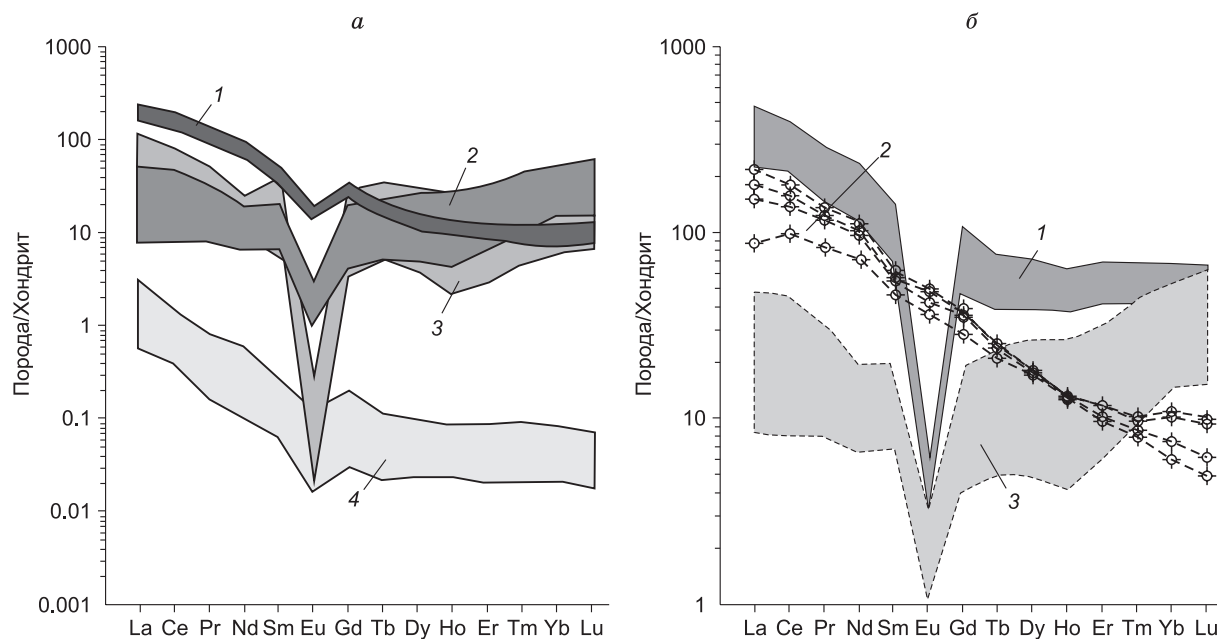


Рис. 7. Нормированные спектры распределения редкоземельных элементов.

а — 1 — гранитов главной фазы кыстарыского комплекса, 2—4 — сподуменовых пегматитов разных полей ЮСП: 2 — Хартынского, 3 — Хусуингольского, 4 — Бурчинского и Сутлугского; б — пород Хартынского пегматитового поля: 1 — щелочных эгириновых гранитов, 2 — метасоматитов по монцитам, 3 — сподуменовых пегматитов с амезонитом. Содержания элементов нормированы по составу хондрита, по [Sun, McDonough, 1989].

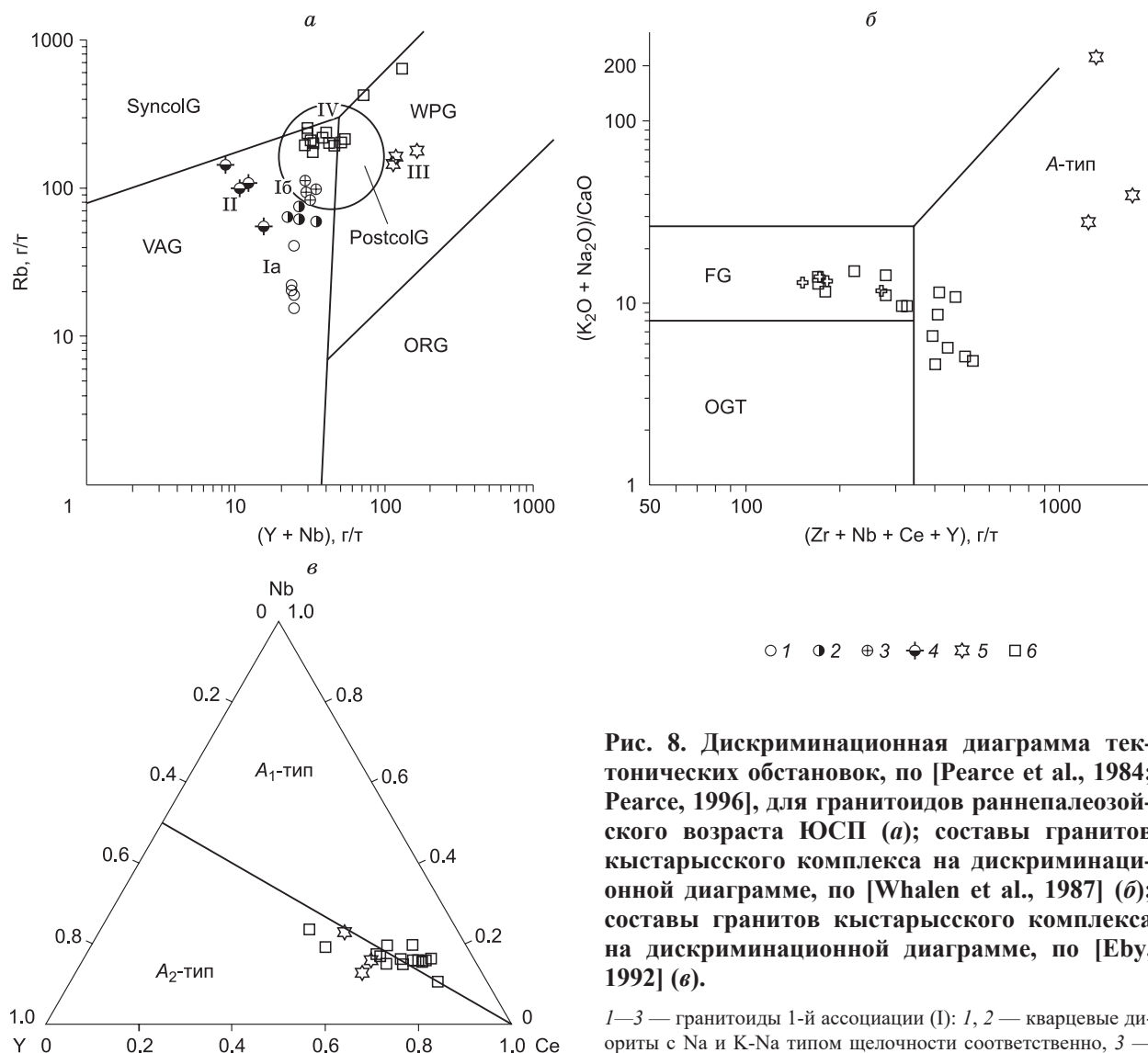


Рис. 8. Дискриминационная диаграмма тектонических обстановок, по [Pearce et al., 1984; Pearce, 1996], для гранитоидов раннепалеозойского возраста ЮСП (а); составы гранитов кыстарысского комплекса на дискриминационной диаграмме, по [Whalen et al., 1987] (б); составы гранитов кыстарысского комплекса на дискриминационной диаграмме, по [Ебу, 1992] (в).

1—3 — гранитоиды 1-й ассоциации (I): 1, 2 — кварцевые диориты с Na и K-Na типом щелочности соответственно, 3 — гранодиориты; 4 — гранитоиды 2-й ассоциации (II); 5 — щелочные эгириновые граниты 3-й ассоциации (III); 6 — граниты кыстарысского комплекса 4-й ассоциации (IV). Типы гранитов в разных тектонических обстановках: а: SyncolG — синколлизийные, PostcolG — постколлизийные, WPG — внутриплитные, VAG — вулканических дуг, ORG — океанических хребтов. б: FG — поле фракционированных гранитов, OGT — поле нефракционированных гранитов S-, I- и M-типов. в: граниты A₁- и A₂-типов.

зиальности $Mg\# = MgO/(MgO + FeO_{общ})$, варьирующим от 62 до 45. Для них характерны высокие содержания HFSE (см. табл. 1; рис. 12, а), в том числе 25—76 г/т Nb, наиболее высокие у разгнейсованных базитов первого импульса (40—76 г/т). На классификационной диаграмме Zr/Ti—Nb/Y [Winchester, Floyd, 1977] составы базитов первого импульса попадают в поле щелочных базальтов, а базитов второго импульса — на его границу с полем базальтов (см. рис. 12, б). На диаграмме Th/Yb—Nb/Yb [Dampare et al., 2008] точки составов монцогаббро находятся в поле составов типичных мантийных источников (см. рис. 12, в).

Химический состав эгириновых гранитов, ассоциированных с высокотитанистыми монцогаббро, соответствует умеренно щелочному лейкограниту (мас. %): $SiO_2 = 75\text{—}76$, $(Na_2O + K_2O) = 8.5\text{—}9.0$, $Fe_2O_{3\text{ общ}} = 3.5\text{—}4.0$, $A/CNK = 0.81\text{—}0.87$, $Na_2O/K_2O = 0.9\text{—}1.0$ (см. табл. 1, рис. 5, а—г). Имея очень низкие содержания летучих компонентов (мас. %): $F = 0.1$, $P_2O_5 = 0.02\text{—}0.03$, $H_2O = 0.32\text{—}0.60$, они обогащены высокочarged элементами (г/т): Zr (900—1300), Nb (50—70), а также Y (60—100), REE (сумма 300—600), Zn (190—250), но бедны редкими щелочами (г/т): Li (60—85), Rb (150—180), Cs (1—3).

Химический состав метасоматитов, сопряженных с дайками щелочных пород, несмотря на их неоднородную тонкополосчатую текстуру, довольно постоянен. На диаграмме TAS (см. рис. 5, а) составы

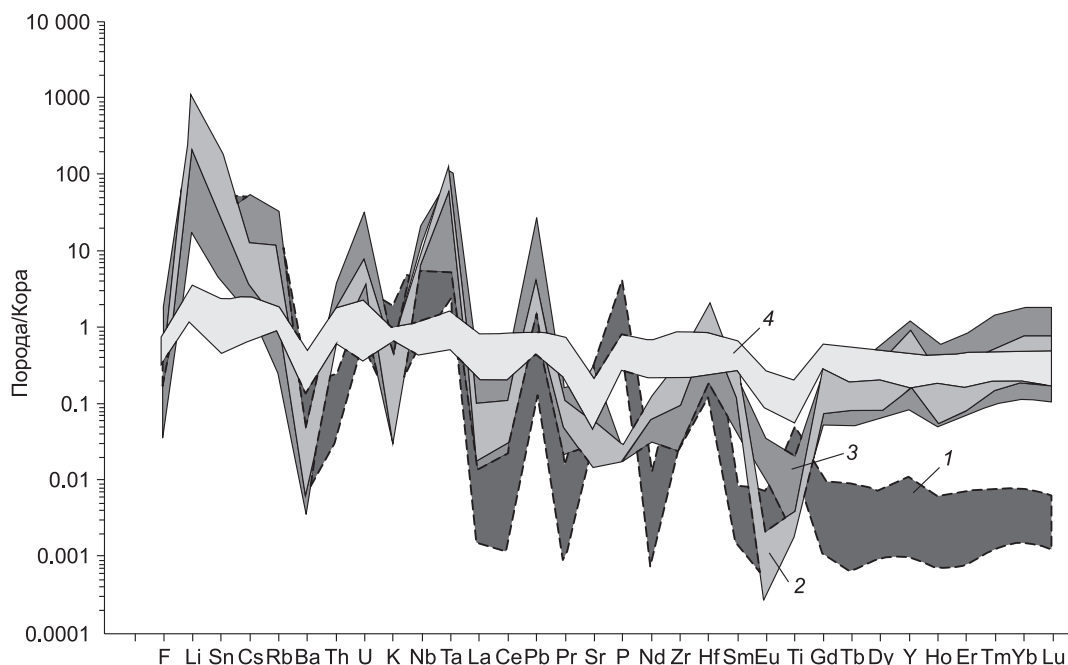


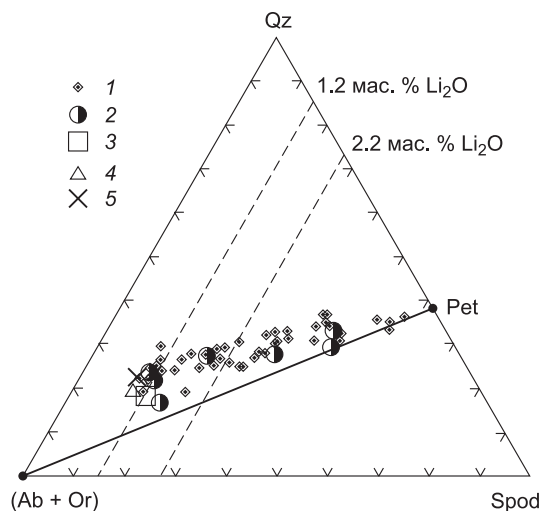
Рис. 9. Мультиэлементные спектры для гранитов главной фазы кыстарысского комплекса (из трех массивов) и сподуменовых пегматитов разных полей ЮСП.

1—3 — сподуменовые пегматиты разных полей: 1 — Бурчинского и Сутлугского, 2 — Хусунгольского, 3 — Хартынского; 4 — граниты главной фазы трех изученных массивов. Содержания элементов нормированы по среднему составу земной коры, по [Rudnick, Gao, 2003].

всех проб попадают в поле монцонитов: $\text{SiO}_2 = 55.5\text{—}59.0$ мас. %, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 9.3\text{—}10.3$ мас. %. Они характеризуются высокими содержаниями Al_2O_3 (21.5—22.5 мас. %), P_2O_5 (0.4—0.7 мас. %), Ba (до 2600 г/т) и F (до 2000 г/т), повышенным показателем глиноземистости $\text{A/CNK} = 1.1\text{—}1.2$. Соотношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ варьирует от 0.8 до 2.1. Метасоматиты, как и щелочные граниты, обогащены (г/т): Zr (1000—1500), Nb (270—320) при более низких содержаниях Y (17—27) и REE (сумма 150—260). Содержания редких щелочных элементов в них повышены только вблизи контакта с секущей их жильной редкометалльной пегматитом (г/т): Li (до 1600), Rb (до 250), Cs (до 90). Перераспределения HFS-элементов, Y, REE между пегматитом и щелочными породами в зоне их контакта не было. В качестве доказательства в табл. 2 приведен состав монцогаббро, метасоматически измененных на контакте с прорывающей их жильной редкометалльной пегматитом (пр. Тс-15-101, Тс-15-102). Вблизи контакта они обогащены (г/т) F (до 1300), Li (до 6600), Rb (до 59), Cs (до 29) и Cu (до 360), но содержания HFS-элементов, Y, REE в них сохранились на исходном уровне. Эти примеры свидетельствуют, что магматические щелочные породы и сопряженные с ними метасоматиты, обогащенные Zr, Nb, P и отчасти Y, REE, сформировались до внедрения жил редкометалльных пегматитов и имели изначально низкие содержания Li, Rb, Cs.

Рис. 10. Положение модального состава сподуменовых пегматитов месторождения Тастыг на диаграмме кварц — (альбит + ортоклаз) — сподумен, по [Кузнецова, Прокофьев, 2009].

1—3 — сподуменовые пегматиты: 1 — отдельные представительные пробы пегматитов, 2 — средние валовые составы отдельных крупных жил, 3 — средний валовой состав пород всей жильной серии (2, 3 — результаты анализа объемных технологических проб, по данным В.Ф. Полкунова (неопубликованные материалы); 4 — средний валовой состав сподуменного гранита Алахинской интрузии в Южной Сибири; 5 — обобщенный средний валовой состав жил сподуменовых пегматитов гомогенного внутреннего строения других пегматитовых полей (4, 5 — по данным [Бескин и др., 1999]). Штриховые линии — уровень содержания Li_2O . Spod — сподумен, Pet — петалит, Qr — кварц, Ab — альбит, Or — ортоклаз.



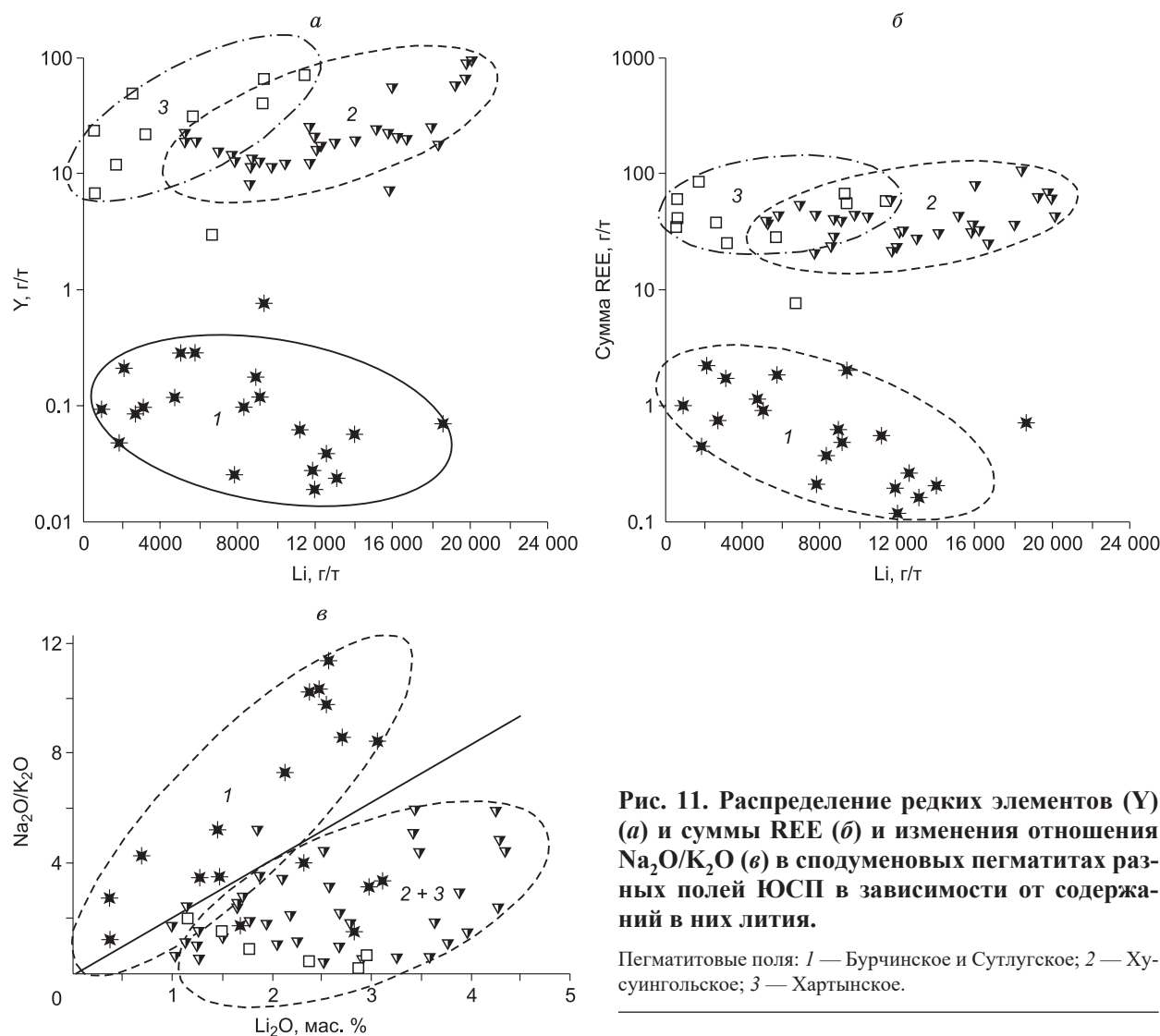


Рис. 11. Распределение редких элементов (Y) (а) и суммы REE (б) и изменения отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (в) в сподуменовых пегматитах разных полей ЮСП в зависимости от содержания в них лития.

Пегматитовые поля: 1 — Бурчинское и Сутлугское; 2 — Хузуингольское; 3 — Хартынское.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Впервые полученные данные о возрасте гранитов кыстарысского комплекса (489—488 млн лет) и сподуменовых пегматитов наиболее крупных жильных серий Южно-Сангиле́нского пегматитового пояса (ЮСП) (494—483 млн лет), а также наблюдения за геологическими взаимоотношениями пород бимодальной монцогаббро-щелочно-гранитовой ассоциации с другими магматическими породами, возраст которых также надежно установлен (SHRIMP-II, U-Pb по цирконам), указывают на их формирование на рубеже кембрия и ордовика в позднеколлизионной геодинамической обстановке [Кузнецова, Шокальский, 2011; Кузнецова и др., 2018]. Период 510—480 млн лет в ближайшем к ЮСП регионе Западного Сангилена, согласно результатам структурно-геологических и изотопно-геохимических исследований метаморфических и магматических пород [Козаков и др., 1999, 2001, 2003; Владимиров и др., 2005], считается позднеколлизионным. Он знаменуется ослаблением транспрессионного режима, появлением локальных сдвигово-раздвиговых зон, обеспечивших условия для инъецирования базитовых расплавов в верхние уровни коры, а также для широкого развития в верхней коре рассеянной трещинной тектоники, повсеместного образования и перемещения внутрикоровых кислых расплавов S-типа [Владимиров и др., 2003, 2013]. В Западном Сангиле́не становление позднеколлизионных гранитоидов тесно связано с габброидным магматизмом перидотит-габбровой и габбро-монцодиоритовой формаций с надсубдукционными геохимическими характеристиками (повышенными содержаниями крупноионных K, Rb, Ba и пониженными высокочarged элементов Ti, Ta, Nb, Zr, Hf). Гипотетически они унаследованы от литосферной мантии, преобразованной надсубдукционными флюидами [Козаков и др., 2003; Владимиров и др., 2013]. Проявления базитов с геохимическими характеристиками ОИВ-типа в этом регионе известны лишь в составе доколлизионных вендских офиолитов Агардаг-Эрзинской шов-

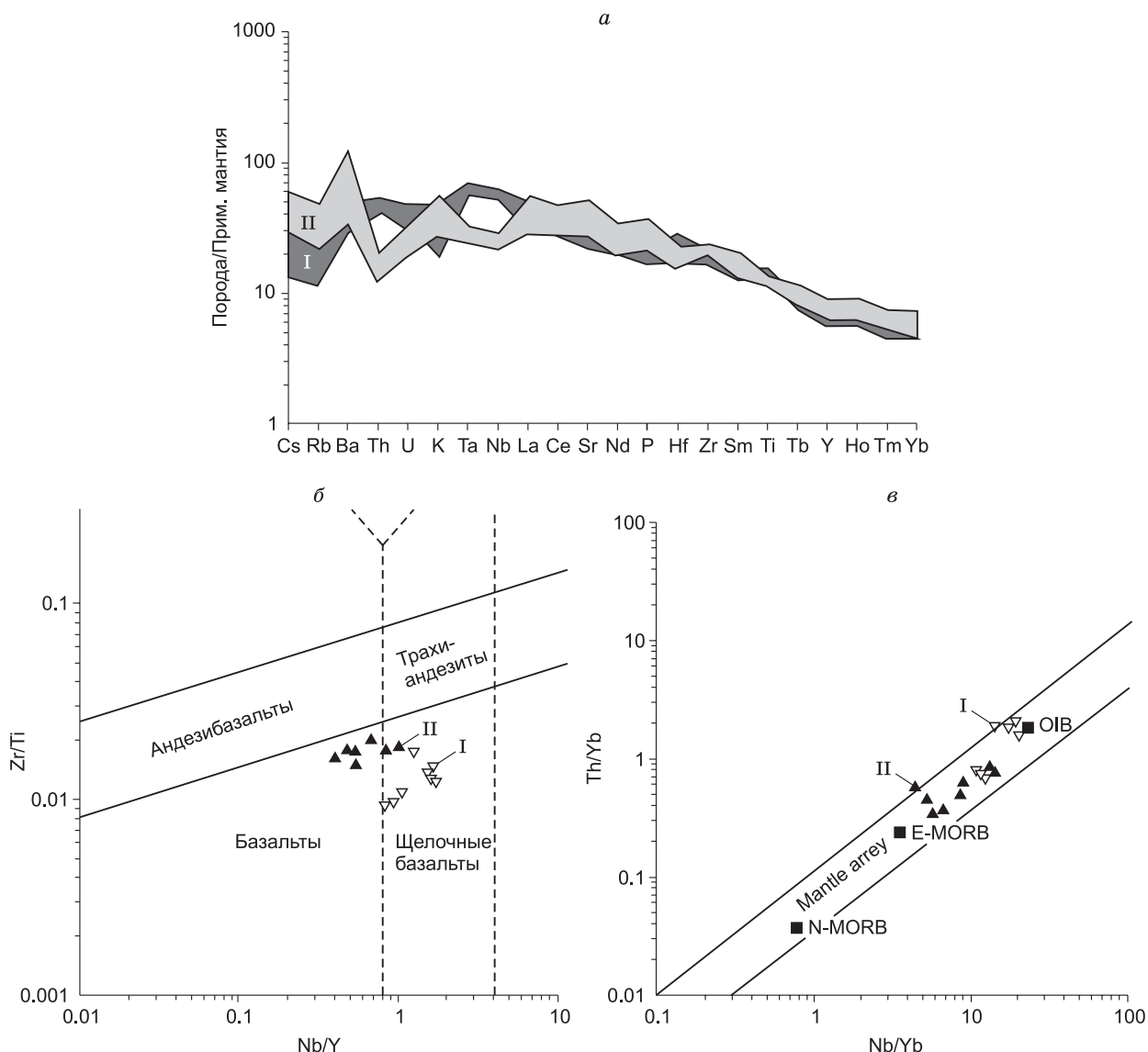


Рис. 12. Мультиэлементные спектры (а) и дискриминационные диаграммы Zr/Ti—Nb/Y, по [Winchester and Floyd, 1977], (б) и Th/Yb—Nb/Yb, по [Dampare et al., 2008], (в) для монцогаббро двух магматических импульсов в Хартыинском пегматитовом поле.

I — разгнейсованные монцогаббро первого импульса; II — монцогаббро из даек второго импульса. а — содержания элементов нормированы по составу примитивной мантии; в — поле (Mantle array) и точки составов (N-MORB, E-MORB, OIB) базальтов океанических хребтов и внутриплитных островов, по [Sun, McDonough, 1989].

ной зоны [Pfänder et al., 2002] и постколлизийного агардагского комплекса камптонитовых даек позднеордовикского возраста [Изох и др., 2001; Гибшер и др., 2012]. В Восточной Туве они установлены в составе зубовского габбро-монцодиорит-граносиенитового комплекса (512 ± 2 млн лет) Каахемского батолита [Руднев, 2013]. Выявленная нами в ЮСП бимодальная магматическая ассоциация высокотитанистых монцогаббро с геохимическими характеристиками OIB-типа и щелочных эгириновых гранитов, обогащенных Zr, Nb, Y, REE, проявившаяся в позднем кембрии в позднеколлизийной обстановке, дополняет этот ряд. Их выплавка, вероятно, происходила из более глубинного мантийного источника и могла быть связана с влиянием мантийного плюма. Флюиды, сопровождавшие их внедрение, преобразовали породы коры, из которых затем выплавлялись гранитные и пегматитовые расплавы.

Минералого-петрографические и геохимические особенности гранитов кыстарысского комплекса в изученных массивах — резкое преобладание биотитовых разновидностей, умеренная глиноземистость ($A/CNK = 0.95—1.1$), варьирующие содержания кремнезема ($67.3—74.0$ мас. % SiO_2), обогащение железом, титаном, фосфором, высокзарядными катионами (Zr, Y, Nb) — позволяют отнести их к посткол-

лизийным гранитоидам *A*-типа. Это подтверждается положением точек их составов на дискриминационных геохимических диаграммах (см. рис. 8, *a*, *б*). Дальнейшее уточнение на диаграмме $Y-Nb-Ce$ [Ебу, 1992] для гранитов *A*-типа (см. рис. 8, *в*) показывает, что точки их составов образуют ряд между полями постколлизийных гранитов (A_2) и щелочных гранитов, связанных с плюмами и континентальными рифтовыми зонами в анорогенной обстановке (A_1). Граниты массива Теменчулу попадают в поле A_2 , граниты Учуглыка — на границу полей, а граниты Дзос-Хусуингола — в поле A_1 . В гранитах Теменчулу признаки гранитов *A*-типа проявлены только в их более меланократовой разновидности в краевой части массива, а в более кремнекислых разновидностях наблюдаются признаки гранитов *S*-типа: появляются гранат и первичный мусковит, хотя показатель глиноземистости A/CNK не превышает 1.1. Эти изменения состава гранитов главной фазы трех изученных массивов, видимо, связаны с процессом кристаллизационной дифференциации, так как величины их отношений Zr/Hf (26—43) и Y/Ho (23—29) находятся в пределах значений, определяющихся реакциями кристалл-расплав (поле $HARAC$) [Bau, 1996]. У лейкогранитов поздней фазы и у сподуменовых пегматитов они выходят за пределы данного поля, что говорит о повышенной флюидонасыщенности их магматических систем.

Полученные изотопные ($Sm-Nd-Sr$) характеристики гранитов главной фазы кыстарысского комплекса [Кузнецова и др., 2016] — ϵ_{Nd} (489 млн лет) = $-3.0 \dots -1.6$, $T_{Nd}(DM-2st)$ = 1.5—1.4 млрд лет; $(^{87}/^{86}Sr)_0$ = 0.70319—0.70654 — типичны для «рифейской» изотопной провинции микроконтинентов в составе Центрально-Азиатской складчатой области и близки к показателям гранитоидов раннепалеозойского возраста из массивов Западного Сангилен [Козаков и др., 2003] — Эрзинского, Баянкольского, Тесхемского и Нижнеулурского. Для последних также характерны среднерифейские величины $T_{Nd}(DM-2st)$ = 1.4—1.2 млрд лет и значения $\epsilon_{Nd}(T)$ = $-2.5 \dots +0.7$. Предполагается, что формирование их источников определялось смешением (в различных пропорциях) позднерифейской коры, продуктов разрушения раннедокембрийской коры и каледонской ювенильной коры [Козаков и др., 2003]. В качестве возможной древнекоревой компоненты рассматриваются породы моренского и эрзинского супракристиальных комплексов. Изотопные характеристики ультраметагенных гранитов моренского гнейсового комплекса $\epsilon_{Nd}(T)$ = $-6 \dots -6.2$ и $T_{Nd}(DM-2st)$ = 1.8 млрд лет [Козаков и др., 2003] оказались весьма близки к показателям, полученным нами для лейкогранитов кыстарысского комплекса из отдельного небольшого штока, расположенного вблизи Дзос-Хусуингольского массива: ϵ_{Nd} (488 млн лет) = $-6 \dots -5.4$ и $T_{Nd}(DM-2st)$ = 1.7—1.8 млрд лет [Кузнецова и др., 2016]. Их модельный возраст больше, чем у гранитов главной фазы, что говорит об увеличении вклада древнекорového материала в процессы плавления. Сходство характеристик лейкогранитов из сателлита Дзос-Хусуингольского массива и ультраметагенных гранитов моренского гнейсового комплекса позволяет рассматривать последний как возможный аналог корового протолита гранитов кыстарысского комплекса. Однако выраженная специфика редкоземельного состава гранитов главной фазы кыстарысского комплекса (повышенные содержания Zr , Hf , Nb , Li , Rb и пониженные Ba , Sr , см. рис. 9) говорит об участии в их формировании как коровых, так и мантийных источников.

Проявления редкометалльных сподуменовых пегматитов Хусуингольского, Бурчинского и Сутлугского полей располагаются хотя и вблизи гранитных массивов кыстарысского комплекса, но не имеют с их жильными дериватами прямых контактов и фациальных переходов. Жильные лейкограниты этих массивов характеризуются невысокими содержаниями лития и цезия (см. табл. 1). Поэтому нет оснований считать богатые литием сподуменовые пегматиты продуктами фракционирования гранитов кыстарысского комплекса, вскрытых эрозионным срезом. Однако, исходя из их ассоциированности во времени и пространстве, можно предполагать их парагенетическую связь. Для сподуменовых пегматитов Хусуингольского и Хартынского полей, имеющих повышенные содержания REE, она впервые подтверждена изотопно-геохимическими исследованиями. Их изотопные $Sm-Nd$ характеристики — ϵ_{Nd} (483 млн лет) от -1.7 до -3.1 ; $T_{Nd}(DM-2)$ = 1372—1483 млн лет — лежат в тех же пределах, что и у биотитовых гранитов главной интрузивной фазы кыстарысского комплекса, указывая на общность их источника [Кузнецова и др., 2016]. Изотопные исследования пегматитов Сутлугского и Бурчинского полей, деплетированных в отношении REE (суммы $REE \leq 2$ г/т), еще не завершены.

Все редкометалльные пегматиты ЮСП содержат порообразующий сподумен и относятся к сподуменовому подтипу литиеносных гранитных пегматитов. Последние по своей редкометалльной специализации ($Li-Cs-Ta$) принадлежат, согласно общепринятой классификации [Černý, Ercit, 2005], к семейству LCT пегматитов, считающихся производными гранитов *S*-типа [Černý et al., 2012]. Предполагается, что свои главные геохимические характеристики пегматиты семейства LCT получают при частичном плавлении ранее не плавившихся слюдистых метаморфических пород, независимо от тектонического режима, при котором это происходило [Černý et al., 2012]. Они противопоставляются редкометалльным пегматитам семейства NIF ($Nb-Y-F$) — производным гранитов *A*-типа, выплавлявшихся из пород нижней коры с варьирующим количеством привнесенного мантийного компонента. Поэтому показательно, что в составе сподуменовых пегматитов Хусуингольского и Хартынского полей на востоке и на западе

ЮСП проявлены признаки обоих семейств LCT и NIF: сподумен ассоциирует с амазонитом и железолитиевыми слюдами, распространены акцессорные минералы с Zr, Nb, Ta, Th, Y, REE, их содержания в валовом составе пород повышены. А сподуменные пегматиты Сутлугского и Бурчинского полей, расположенных в средней части ЮСП рядом с массивами Учуглыкским и Теменчулу, имеют классическую LCT специализацию. Эти отличия, проявившиеся на региональном уровне, говорят о различных условиях петрогенезиса сподуменных пегматитов двух групп полей и противоречат предположению о парагенетической связи всех их с кыстарыскими гранитами *A*-типа.

Согласно новым исследованиям в Хартынском пегматитовом поле, формированию сподуменных пегматитов с комбинированными LCT-NIF характеристиками здесь предшествовало внедрение тел биомодальной ассоциации высокотитанистых монцогаббро и щелочных эгириновых гранитов, обогащенных Zr (0.10—0.15 мас. %), Nb (60—300 г/т), Y (80—150 г/т) и REE (сумма 0.05—0.08 мас. %), но бедных Li и F. Часть даек интенсивно разгнейсована, катаклазирована и преобразована в щелочные метасоматиты, еще более обогащенные теми же редкими элементами. Отдельные тела монцогаббро, прорванные жилами сподуменных пегматитов, выявлены и в Хусуингольском пегматитовом поле, включающем крупное месторождение лития Тастыг. Учитывая одинаковые LCT-NIF минералого-геохимические характеристики сподуменных пегматитов Хартынского и Хусуингольского пегматитовых полей и данные изотопно-геохимических исследований об их парагенетической связи с гранитами кыстарыского комплекса (*A*-типа), можно предположить, что общим источником расплавов, из которых они сформировались, был коровый протолит, преобразованный флюидами предшествовавшего им щелочного магматического комплекса мантийного происхождения.

Сподуменные пегматиты Бурчинского и Сутлугского полей с классической LCT редкометалльной специализацией, судя по их возрасту (494 ± 7 млн лет), могли образоваться несколько раньше не только сподуменных пегматитов Хартынского и Хусуингольского полей (483 ± 13 млн лет), но и гранитов кыстарыского комплекса (489 ± 4 — 488 ± 6 млн лет) из расплавов, возникших путем частичного плавления метаосадочных пород, еще не подвергшихся щелочному метасоматозу. Парагенетическая связь сподуменных пегматитов этих полей с гранитами *A*-типа кыстарыского комплекса маловероятна.

ВЫВОДЫ

На основе полученных данных о возрасте гранитов кыстарыского комплекса (488—489 млн лет) и ассоциированных с ними богатых литием редкометалльных пегматитов Южно-Сангиленского пегматитового пояса (ЮСП) (494—483 млн лет) установлено, что они сформировались на позднеколлизийной стадии раннепалеозойского орогенеза в условиях проявления нескольких импульсов внутриплитной плюмовой активности.

Граниты кыстарыского комплекса по составу и редкоэлементным характеристикам классифицируются как постколлизийные, переходные к внутриплитным (*A*-типа). Согласно полученным изотопным (Sm-Nd-Sr) данным, они принадлежат к «рифейской» изотопной провинции микроконтинентов в составе Центрально-Азиатской складчатой области и образовались из смешанного источника, включавшего древнекорую и ювенильную компоненты.

Признаков образования редкометалльных пегматитов ЮСП путем фракционирования гранитов кыстарыского комплекса не выявлено. Однако с учетом ассоциированности тех и других во времени и пространстве можно предположить их парагенетическую связь на уровне зарождения очагов расплавов. Для сподуменных пегматитов Хусуингольского и Хартынского полей она впервые подтверждена изотопно-геохимическими исследованиями.

Все редкометалльные пегматиты ЮСП относятся к сподуменному подтипу и обогащены литием. При ведущей (петрогенной) роли лития среди них выявлены две разновидности, отличающиеся своей дополнительной редкометалльной специализацией: 1) $\text{Li} \pm \text{Cs}$, Ta (классическая LCT) в Бурчинском и Сутлугском полях и 2) $\text{Li} \pm \text{Cs}$, Ta, Nb, Zr, Y, REE (комбинированная LCT-NYF) в Хартынском и Хусуингольском полях. Такое разделение пегматитов ЮСП указывает на различные условия их петрогенезиса.

Установлено, что формированию сподуменных пегматитов с LCT-NYF геохимическими характеристиками в Хартынском и Хусуингольском полях (483 ± 13 млн лет) предшествовало внедрение дайкового комплекса щелочных пород, обогащенных Zr, Nb, Y и REE. Предполагается, что повышенная калиевая щелочность и необычная редкометалльная специализация пегматитов этих полей, как и аналогичные характеристики состава гранитов кыстарыского комплекса (*A*-типа), обусловлены преобразованием коровых метаосадочных пород, послуживших источником их расплавов, флюидами щелочного магматического комплекса мантийного происхождения.

Очаги литиеносных пегматитовых расплавов, из которых сформировались сподуменные пегматиты Бурчинского и Сутлугского полей с классической LCT редкометалльной специализацией, судя по их возрасту (494 ± 7 млн лет), могли образоваться несколько ранее гранитов кыстарыского комплекса

(488 ± 6 млн лет) путем частичного плавления метаосадочных пород, еще не подвергшихся щелочному метасоматозу.

Дайки щелочных эгириновых гранитов и связанные с ними метасоматиты, выявленные в Хартыинском пегматитовом поле, являются поисковым признаком, возможно, скрытого на глубине редкометалльного (Zr, Nb, Y, REE) оруденения. Они свидетельствуют, что на Сангилене рудопроявления такого состава могут быть ассоциированы со щелочными породами не только средне- и позднепалеозойского (сангиленский, улугтанзекский комплексы), но и раннепалеозойского возраста.

Автор признателен рецензентам В.А. Макрыгиной, М.И. Кузьмину и А.Г. Владимирову за ряд конструктивных предложений и замечаний, учтенных в окончательном варианте рукописи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 15-05-06709) в рамках выполнения государственных заданий № АААА-А17-117041910030-7.

ЛИТЕРАТУРА

Алтухов Е.Н., Алтухов Е.Е., Вашурин А.И., Усова Т.Ю. Основы редкометалльной металлогении. М., Изд-во ИМГРЭ, 2005, 167 с.

Амосова А.А., Пантеева С.В., Татаринов В.В., Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л. Рентгенофлуоресцентное определение основных породообразующих элементов из образцов массой 50 и 110 мг // Аналитика и контроль, 2015, т. 19, № 2, с. 130—138.

Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлуоресцентный силикатный анализ. Новосибирск, Наука, 1984, 228 с.

Бескин С.М., Шмакин Б.М. Альбит-сподуменовые пегматиты как разновидность редкометалльных гранитов // Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 3, с. 684—687.

Бескин С.М., Марин Ю.Б., Матиас В.В., Гаврилова С.П. Редкометалльные граниты (история изучения, терминология, типы, генетические подходы) // Зап. ВМО, 1999, ч. 128, № 6, с. 28—39.

Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // ДАН, 1999, т. 369, № 6, с. 795—798.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1321—1338.

Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология, 2013, т. 21, № 2, с. 177—201.

Владимиров В.Г., Владимир А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектонометаморфической эволюции Сангилены (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // ДАН, 2005, т. 405, № 2, с. 82—88.

Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Травин А.В., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В., Конц З. Возраст камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса Западного Сангилены на основании Ar/Ar и U/Pb датирования // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (8), с. 998—1013.

Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М., Недра, 1979, 296 с.

Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Западно-Саянская. Лист М-47-XIV, XV, XX / Ред. Г.Н. Шапошников. СПб., ВСЕГЕИ, 1979.

Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:1 000 000, серия Алтае-Саянская. Лист М-47 / Ред. В.Е. Руденко. СПб., ВСЕГЕИ, 2010.

Гранитные пегматиты. Т. 2. Редкометалльные пегматиты / Ред. Б.М. Шмакин, Новосибирск, Наука, 1997, 284 с.

Загорский В.Е., Владимир А.Г., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Дьячков Б.А., Анникова И.Ю., Шокальский С.П., Уваров А.Н. Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизионных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 303—322.

Загорский В.Е., Шокальский С.П., Сергеев С.А. Возраст, длительность формирования и геотектоническая позиция Завитинской литиеносной гранитно-пегматитовой системы (Восточное Забайкалье) // ДАН, 2015, т. 460, № 2, с. 198—203.

Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин В.А., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембрийско-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высо-

ких температур и низких давлений // Материалы научной конференции «Актуальные вопросы геологии и минерального юга Сибири». Новосибирск, Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001, с. 68—72.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикина Е.В., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология, 1999, т. 7, № 2, с. 173—189.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибикина Е.В., Киринова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника, 2001, № 3, с. 22—43.

Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Коробрающие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология, 2003, т. 11, № 5, с. 491—511.

Кузнецова Л.Г. Геохимические типы раннепалеозойских гранитоидов Южно-Сангиленского пояса редкометалльных пегматитов // Материалы 2-й Международной геологической конференции: «Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора» (17—20 августа 2014 г.). Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2014, с. 112—114.

Кузнецова Л.Г. Особенности состава раннепалеозойских габброидов в зоне Качикского регионального разлома (Южный Сангилен, Республика Тыва) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2016, вып. 14, с. 159—160.

Кузнецова Л.Г., Прокофьев В.Ю. Петрогенез аномально богатых литием сподуменовых аплитов месторождения Тастыг (Сангиленское нагорье, Республика Тыва) // ДАН, 2009, т. 428, № 6, с. 786—791.

Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П. Месторождения лития в редкометалльных пегматитах Республики Тыва // Материалы Всероссийского научно-практического совещания: «Литий России». Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2011, с. 65—70.

Кузнецова Л.Г., Дриль С.И., Ефремов С.В. Sr-Nd изотопные характеристики источников раннепалеозойских габбро-гранитных плутонических ассоциаций Южно-Сангиленского пояса редкометалльных пегматитов // Материалы XXI симпозиума по геохимии изотопов им. академика А.П. Виноградова (15—17 ноября 2016 г.). М., Изд-во ГЕОХИ РАН, 2016, с. 105—108.

Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П., Сергеев С.А., Дриль С.И. Возрастные рубежи формирования и особенности состава редкометалльных гранитно-пегматитовых систем нагорья Сангилен // Материалы I Всероссийской полевой конференции с международным участием «Геология, магматизм и металлогения Центра Азии. Рудно-магматические системы Сангилен» (14—30.07.2018, Сангилен, Россия). Кызыл, ТувИКОПР СО РАН, 2018а, с. 57—66.

Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П., Сергеев С.А. Возраст, состав и геодинамические условия формирования гранитов и богатых литием редкометалльных пегматитов Хусуингольского поля (Сангиленское нагорье) // ДАН, 2018б, т. 482, № 4.

Петрографический кодекс России. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 200 с.

Поля редкометалльных гранитных пегматитов (геохимическая специализация и закономерности размещения) / Под ред. Л.Н. Овчинникова, М.В. Кузьменко. М., Наука, 1976, 332 с.

Рогов Н.В., Шенкман Я.Д. О докембрийских гранитоидных комплексах Тувы // Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Краткие тезисы к 3-й конференции по магматизму и металлогении Алтае-Саянской складчатой области / Под ред. Н.Н. Аминского, В.Л. Хомичева. Новосибирск, 1972, с. 53—56.

Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2013, 300 с.

Шенкман Я.Д. Гранитоидные интрузивные комплексы Восточной Тувы. М., Недра, 1980, 133 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 556—586.

Bau M. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect // Contr. Miner. Petrol., 1996, v. 123, p. 323—333.

Barker F. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin // Trondhjemites, dacites and related rocks. Amsterdam, Elsevier, 1979, p. 1—12.

Breaks F.W., Moore J.M. The Ghost Lake batholith, Superior province of Northwestern Ontario: a fertile, S-type peraluminous granite — rare-element pegmatite system // Can. Miner., 1992, v. 30, p. 835—875.

Černý P. Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? // Precambrian Res., 1991, v. 51, p. 429—468.

Černý, P., Ercit T.S. The classification of granitic pegmatites revisited // *Can. Miner.*, 2005, v. 43, p. 2005—2026.

Černý P., London D., Novák M. Granitic pegmatites as reflections of their sources // *Elements*, 2012, v. 8, p. 289—294.

Dampare S.B., Shibata T., Asiedu D.K., Osae S., Banoeng-Yakubo B. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: petrogenetic and tectonic setting implications // *Precambrian Res.*, 2008, v. 162, p. 403—423.

Eby G.N. Chemical subdivision of the *A*-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // *Geology*, 1992, v. 20, p. 641—644.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 2033—2048.

Govindaraju K. Compilation of working values and sample description for 383 geostandards // *Geo-stand. Geonalyt. Res.*, 1994, v. 18, p. 1—158.

Kuznetsova L.G., Shokalsky S.P., Sergeev S.A. Rare-element pegmatites and pegmatite-bearing granites in the Sangilen mountain area: age, petrogenesis, and tectonic setting // *Contributions to the International symposium: Large igneous provinces of Asia: mantle plumes and metallogeny (20—23 August 2011)*. Irkutsk, 2011, p. 138—141.

London D. Pegmatites. The Canadian Mineralogist Special Publication 10. Mineralogical Association of Canada, Quebec, 2008, 368 p.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1989, v. 101, p. 635—643.

Martin R.F., De Vito C. The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting // *Can. Mineral.*, 2005, v. 43, p. 2027—2048.

O'Connor J.T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // *US Geol. Surv. Prof. Paper*, 1965, v. 525 B, p. 79—84.

Pearce J.A. A user's guide to basalt discrimination diagrams // *Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration* / Ed. D.A. Wyman. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 1996, v. 12, p. 79—113.

Pearce J.R., Harris N.B., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 956—983.

Pfänder J.A., Jochum K., Kozakov I., Kröner A., Wolfgang T. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // *Contr. Miner. Petrol.*, 2002, v. 143, p. 154—174.

Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos*, 1989, v. 22, p. 247—263.

Roda-Robles E., Pesquera A., Gil-Crespo P., Torres-Ruiz J. From granite to highly evolved pegmatite: A case study of the Pinilla de Fermoselle granite-pegmatite system (Zamora, Spain) // *Lithos*, 2012, v. 153, p. 192—207.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // *Treatise on geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford, Elsevier-Pergamon, 2003, v. 3, p. 1—64.

Stewart D.B. Petrogenesis of lithium-rich pegmatites // *J. Amer. Mineral.*, 1978, v. 63, p. 970—980.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.

Tkachev A.V. Evolution of metallogeny of granitic pegmatites associated with orogens throughout geological time // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 2011, v. 350, p. 7—23.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. *A*-type granites. Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, v. 95, p. 407—419.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.*, 1977, v. 20, p. 325—343.

*Поступила в редакцию
20 марта 2018 г.*