

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 533.4:550

КОЛЛИЗИОННЫЕ И ВНУТРИПЛИТНЫЕ ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ
ПРИБАЙКАЛЯ: СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС

Н.В. Шептякова^{1,2}, В.С. Антипин^{1,2}, Л.В. Куш¹

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

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Раннепалеозойские гранитоиды Прибайкалья (о. Ольхон, хр. Хамар-Дабан), представленные автохтонными и аллохтонными фациями, находятся в тесной пространственной ассоциации с гнейсами, мигматитами и плагиогранитами, обычно они приурочены к гранитогнейсовым куполам, и процессы магматической дифференциации в них почти не проявлены. Продолжительность формирования гранитоидов Солзанского массива и шаранурского комплекса составляет 26—28 млн лет, что можно расценивать как индикаторную особенность развития коллизионного гранитоидного магматизма. Для коллизионных гранитоидов различных провинций выявился ряд индикаторных особенностей — эти породы являются пералюминиевыми и высококальциевыми. В отношении редкоэлементного состава коллизионные гранитоиды обогащены коровыми элементами — Rb, Pb, Th, но иногда имеют низкие концентрации летучих компонентов.

В отличие от коллизионного магматизма, петрогенезис внутриплитных гранитоидов не зависит от состава и возраста вмещающих пород, где они проявлены. Геохимическая эволюция внутриплитного гранитоидного магматизма Прибайкалья выражается ростом в процессе дифференциации многофазных интрузий концентраций F, Li, Rb, Cs, Sn, Be, Ta, Zr, Pb и уменьшением содержаний Ba, Sr, Zn, Th и U. Геохимическое разнообразие типов этих гранитоидов, связанных как с коровыми, так и с мантийными источниками, а также с процессами мантийно-корового взаимодействия, может быть обусловлено влиянием плюма на геологическую историю внутриплитного магматизма. Широкий спектр состава и геохимии магматических пород в пределах позднепалеозойского ареала магматизма Прибайкалья от щелочных, субщелочных до редкометалльных гранитоидов определяет перспективность магматизма в отношении разнообразных типов оруденения.

Гранитоиды, коллизия, геодинамика, геохимические типы, палеозой.

PALEOZOIC COLLISIONAL AND INTRAPLATE GRANITOIDS OF THE BAIKAL AREA:
COMPARATIVE GEOCHEMISTRY AND PETROGENESIS

N.V. Sheptyakova, V.S. Antipin, and L.V. Kushch

Early Paleozoic granitoids of autochthonous and allochthonous facies in the Baikal area (Ol'khon Island, Khamar-Daban Ridge) are in close spatial association with gneisses, migmatites, and plagiogranites and are usually confined to granite-gneiss domes. They are virtually not subjected to magmatic differentiation. Formation of granitoids of the Solzan massif and Sharanur complex lasted 26–28 Myr, which might be considered an indicator of collisional granitoid magmatism. Collisional granitoids of different provinces have a series of indicative features: They are peraluminous and highly potassic and are enriched in crustal elements (Rb, Pb, and Th) but sometimes have low contents of volatiles. In contrast to collisional magmatism, petrogenesis of intraplate granitoids does not depend on the composition and age of the enclosing rocks. The geochemical evolution of intraplate granitoid magmatism in the Baikal area is expressed as an increase in contents of F, Li, Rb, Cs, Sn, Be, Ta, Zr, and Pb and a decrease in contents of Ba, Sr, Zn, Th, and U during the differentiation of multiphase intrusions. The geochemical diversity of these granitoids, formed both from crustal and from mantle sources and as a result of the mantle–crust interaction, might be due to the effect of plume on the geologic evolution of intraplate magmatism. The wide range of compositions and geochemical types of igneous rocks (from alkali and subalkalic to rare-metal granitoids) within the Late Paleozoic Baikal magmatism area suggests its high ore potential.

Granitoids, collision, geodynamics, geochemical types, Paleozoic

ВВЕДЕНИЕ

Гранитоиды являются наиболее распространенными породами в континентальной земной коре, и в значительной мере это связано с тем, что они могут формироваться в условиях различных геодинамических обстановок. Наибольшее развитие при формировании континентальной коры характерно для надсубдукционных гранитоидов, которые образуются в условиях эволюции активных континентальных окраин и развитых или зрелых островных дуг. Крупнейшие гранитные плутоны входят в состав активных континентальных окраин андийского и калифорнийского типов. Наряду с этим, многочисленными исследованиями установлено, что весьма широко анорогенный гранитоидный магматизм проявлен в современном Альпийско-Гималайском и более древних коллизионных поясах. В последние годы большое внимание уделяется анализу закономерностей развития внутриплитного гранитоидного магматизма, который позволяет рассматривать процессы гранитообразования при взаимодействии земной коры и верхней мантии [Ярмолюк, Коваленко, 2003]. Несмотря на возможность зарождения и эволюции гранитоидных магм в условиях различных геодинамических режимов, важной особенностью является часто проявленное вещественное (минералого-петрографическое и петрохимическое) сходство гранитов, что может определяться близостью физико-химических условий их образования и составом протолита. Вместе с тем анализ редкоэлементных и изотопно-геохимических характеристик этих пород может способствовать выявлению источников гранитных магм и определению индикаторных критериев для установления геодинамических обстановок, в которых происходило развитие и эволюция гранитоидного магматизма.

В прибайкальской части Центрально-Азиатского складчатого пояса гранитоидный магматизм интенсивно проявился в связи с раннепалеозойскими аккреционно-коллизионными событиями, сопровождавшими закрытие Палеоазиатского океана [Добрецов, Буслов, 2007; Владимиров и др., 2011; Дистанова, 2013; Донская и др., 2013; Антипин и др., 2014]. В результате этих геологических процессов происходило приращение различных по своей геодинамической природе террейнов к краевым частям Сибирского кратона и формирование коллизионных поясов вдоль его южной окраины. Возраст главных коллизионных событий в пределах этих террейнов варьирует в интервале 500—475 млн лет (рис. 1) [Гладкочуб и др., 2010]. Ольхонский террейн выделяется масштабным развитием коллизионных гранитоидов в зоне сочленения Сибирского кратона и Баргузинского микроконтинента [Зоненшайн и др., 1990; Федоровский и др., 1995; Владимиров и др., 2011].

На протяжении фанерозоя складчатое обрамление Сибирского кратона интенсивно развивалось при участии внутриплитных магматических процессов, которые в значительной мере определялись активностью мантийных плюмов [Ярмолюк и др., 2000, 2013]. Разновозрастный гранитоидный магматизм здесь представлен мезоабиссальными батолитами, малоглубинными интрузиями и субвулканическими интрузивно-дайковыми поясами с разнообразными вещественными характеристиками пород. В результате

активного развития магматических процессов крупнейшие сегменты Центральной Азии приобрели вид зонально построенных магматических ареалов, ядра которых представлены гигантскими по размерам батолитами, а периферия — рифтовыми зонами.

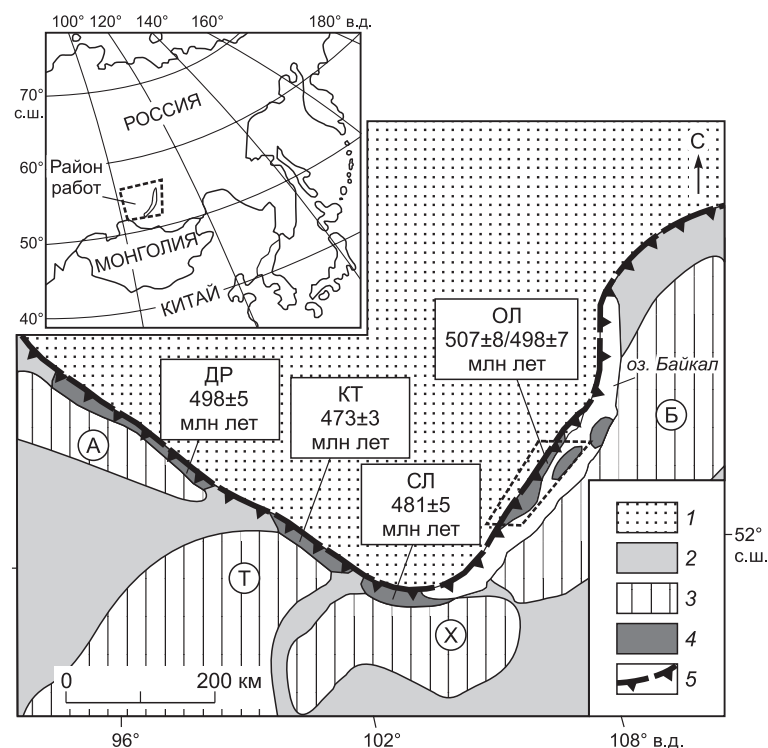


Рис. 1. Схема основных тектонических структур Южной Сибири [Федоровский и др., 1995; Добрецов, Буслов, 2007], модифицировано [Гладкочуб и др., 2010].

1 — Сибирский кратон; 2 — структуры Палеоазиатского океана; 3 — микроконтиненты: А — Арзыбейский; Б — Баргузинский; Т — Тувино-Монгольский; Х — Хамардабанский; 4 — метаморфические террейны Саяно-Байкальского коллизионного пояса и возраста проявления в них гранулитового метаморфизма: ДР — Дербинский; КТ — Китойкинский; ОЛ — Ольхонский; СЛ — Слюдянский; 5 — граница Сибирского кратона. На врезке — местоположение района исследований.

Ярким примером является позднепалеозойский ареал магматизма, в центральной части которого расположен крупнейший в Азии Ангаро-Витимский батолит [Ярмолюк и др., 1997; Антипин и др., 2006; Цыганков и др., 2007].

Важное практическое значение в развитии внутриплитного магматизма имели редкометалльные граниты Центральной Азии, которые формировались при плавлении докембрийской и каледонской континентальной коры под воздействием мантийных магм [Коваленко и др., 1999; Kuzmin et al., 2010; Антипин, Перепелов, 2011; Ярмолюк, Кузьмин, 2012].

В статье проводится сравнительный петролого-геохимический анализ гранитоидов Прибайкалья (хр. Хамар-Дабан, Ольхонский регион) с целью выяснения их возраста, взаимоотношений с породами континентальной коры и установления роли различных процессов при их формировании. Задачей статьи является выявление индикаторных геохимических характеристик, которые могут использоваться для расшифровки геодинамической и генетической природы коллизионных и внутриплитных (включая редкометалльные типы) фанерозойских гранитоидов.

Методика исследований. Авторами проведено геологическое картирование ключевых участков развития различных гранитоидов (бухта Колокольня и падь Ташкиной, о. Ольхон) с представительным отбором образцов и геохимических проб на изучаемых объектах. Силикатные анализы выполнены классическим химическим методом (аналитик Г.А. Погудина) и РФА (аналитик А.Л. Финкельштейн) по стандартной методике с ошибкой 0.5—5.0 %; щелочные элементы определены методом фотометрии пламени с ошибкой 5—10 % Л.В. Алтуховой и И.М. Хмелевской; редкие и редкоземельные элементы РЗЭ анализированы методом ICP-MS Л.А. Чувашовой и Е.В. Смирновой ($\sigma \pm 5—10\%$) и частично определялись количественным атомно-эмиссионным методом В.А. Ру사ковой, О.М. Чернышевой, С.С. Воробьевой, О.В. Зарубиной с ошибкой 10—20 %. Все анализы проводились в ИГХ СО РАН с использованием аттестованных стандартов [Geostandards..., 1994].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ВОЗРАСТ И СОСТАВ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Исследованиями последних лет в Прибайкалье установлено, что формирование гранитоидов могло быть связано с коллизионным раннепалеозойским этапом развития региона, а также с внутриплитным магматизмом средне- и позднепалеозойского возраста. В Западном (Ольхонский регион) и Южном (хр. Хамар-Дабан) Прибайкалье магматизм характеризуется большим разнообразием вещественных типов гранитоидов и широкими вариациями их возраста. По данным В.С. Федоровского, геологическая структура Ольхонского региона представляет собой коллизионный коллаж, сложенный пакетами тектонических литопластин и бластомилонитов, различающихся набором пород, составом протолитов, степенью их метаморфических преобразований и спецификой магматизма [Федоровский и др., 1993, 1995]. Это свидетельствует об осуществлении в этот период характерных для коллизионных зон интенсивных тектонических движений, которые приводят к сдвигово-раздвиговым деформациям, существенно влияющих на условия выплавления гранитоидных расплавов [Владимиров и др., 2004]. Коллизионная стадия геологического развития региона устанавливается и в пределах Южного Прибайкалья, где после тектонического совмещения океанических и островодужных образований Джидинской и вулканогенно-терригенных отложений Хамардабанской зон происходило плавление континентальной коры с образованием гранитоидов [Гордиенко и др., 2012].

Хорошо изученным примером взаимоотношений раннепалеозойских гранитоидов хамардабанского комплекса с высокометаморфизованными породами шубутуйской и корниловской свит является Солзанский массив, расположенный в крыле узкой синклинали структуры. В восточной части массива, где мигматиты и гранитоиды переслаиваются с метаморфическими породами вмещающей толщи, развиты гранодиоритогнейсы и граниты с амфиболом, биотитом или гранатом в зависимости от состава гнейсов, в которых они залегают. В гнейсах корниловской свиты выплавки имеют состав биотитовых гранитов. По периферии они переходят в гранат-биотитовые лейкограниты, послойно внедрившиеся во вмещающие породы. К западу граниты Солзанского массива внедряются вдоль разлома, пересекая вмещающие сланцы и гнейсы, и при внедрении магмы в этой части интрузии в экзоконтакте образуются кордиеритовые роговики [Макрыгина, 1981]. Анализ всех взаимоотношений гранитоидов и вмещающих пород показал, что солзанские гранитоиды проявлены в автохтонной и аллохтонной фациях и представлены мигматитами, плагιοгранитоидными, биотитовыми гранитами и лейкогранитами. В качестве второстепенных и акцессорных минералов в них обычно присутствуют: мусковит, гранат, циркон, алланит, магнетит, титанит, апатит.

U-Pb изотопные даты (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, аналитик Е.Н. Лепехина) показали, что средний возраст центральных частей магматических цирконов в солзанских лейкогранитах равен 513—516 млн лет, а в краевых частях — 490 млн лет [Макрыгина и др., 2013; Антипин и др., 2014], что близко к более ранним определениям возраста гранитов Rb-Sr-методом — 519 ± 24 млн лет [Макрыгина и др., 1987].

Наиболее крупные проявления раннепалеозойского гранитоидного магматизма в Ольхонском регионе связаны с шаранурским комплексом, который впервые был выделен Е.В. Павловским и А.С. Ескиным [1964] и изучался рядом исследователей [Федоровский и др., 1995; Владимиров и др., 2004; Донская и др., 2013; и др.]. Наши исследования проводились на о. Ольхон в пределах трех наиболее крупных массивов (Шаранурский, Ташкинейский, Юго-Западный). Установлено широкое разнообразие гранитоидных пород, закартированное нами в районе бухты Колокольня (Юго-Западный массив) (рис. 2). В результате выявлено закономерное развитие среди гнейсов близких им по составу жильобразных тел плагиогранитов и мигматов, часто с гнейсовидной текстурой и постепенными переходами между этими породами, свидетельствующими о несомненно автохтонной фации гранитного магматизма. Однако наибольшее распространение здесь имеют биотитовые либо амфибол-биотитовые, иногда порфирировидные граниты, образующие аллохтонные массивы и являющиеся главной разновидностью гранитоидов шаранурского комплекса. Вблизи их интрузивных контактов с породами вмещающей толщи отмечается проявление небольших межпластовых тел мелкозернистых лейкогранитов, вероятно, являющихся поздними дифференциатами более крупных массивов гранитоидов. Биотитовые граниты и лейкограниты сложены альбит-олигоклазом, К-На полевым шпатом, биотитом и кварцем, а акцессорные минералы в них обычно представлены гранатом, апатитом, цирконом, титанитом и алланитом.

Среди пород Юго-Западного массива наряду с мигматитами, плагиогранитами, биотитовыми гранитами и лейкогранитами выявлены небольшие интрузии среднезернистых граносиенитов и кварцевых сиенитов, которые не имеют зон закалки на контакте с шаранурскими гранитами (см. рис. 2). Граносиениты и кварцевые сиениты часто сближены с выходами шаранурских гранитов, образуют цепочку тел вдоль юго-восточного берега о. Ольхон и закартированы также к северу от бухты Колокольня в районе пади Ташкиней [Антипин и др., 2014]. Обычно это массивные амфиболсодержащие породы с небольшим количеством кварца, железистого биотита и остатками пироксена, замещаемого гастингситом [Горлачева, 2014], и с тем же набором акцессорных минералов, что и в гранитах. По данным U-Pb датирования (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ), средний возраст ядер цирконов в шаранурских гранитоидах равен 505 млн лет, а краевых зон — 477 ± 3 млн лет [Макрыгина и др., 2013]. Ранее был получен возраст по кварцевым сиенитам о. Ольхон в 495 ± 6 млн лет [Гладкочуб и др., 2010].

Установленная при картировании пространственная близость, а также сходство абсолютного возраста могут свидетельствовать о возможном родстве известково-щелочных и субщелочных гранитоидов. Наряду с типичными гранитоидами шаранурского комплекса на о. Ольхон впервые обнаружены редкометалльные жильные пегматоидные граниты с Ве-минерализацией, по которым получен U-Pb возраст 390 ± 5 млн лет (SHRIMP-II, ГИ КНЦ г. Апатиты, аналитик Т.Б. Баянова). Следовательно, в регионе проявлены редкометалльные породы среднего девона, которые не принадлежат шаранурскому интрузивному комплексу и могут относиться уже к автономному этапу внутриплитного тектогенеза.

Петрогеохимические данные по всем главным типам раннепалеозойских гранитоид-

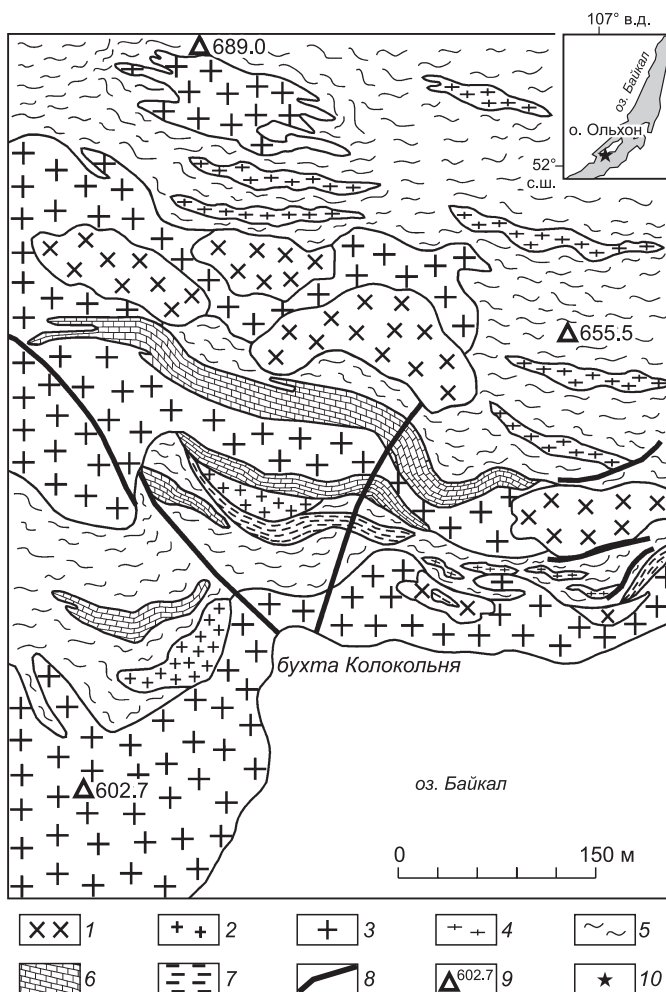


Рис. 2. Схема геологического строения юго-западной части о. Ольхон (район бухты Колокольня) [Антипин и др., 2014].

1 — среднезернистые граносиениты, кварцевые сиениты; 2 — мелкозернистые лейкограниты, 3 — крупно- и среднезернистые, часто гнейсовидные К-На известково-щелочные и субщелочные гранитоиды; 4 — плагиограниты, плагиомигматиты; 5 — средне- и крупнозернистые гнейсы, 6 — мраморизованные известняки; 7 — кристаллические сланцы; 8 — разломы; 9 — отметки высот; 10 — местоположение района карты на о. Ольхон (на врезке).

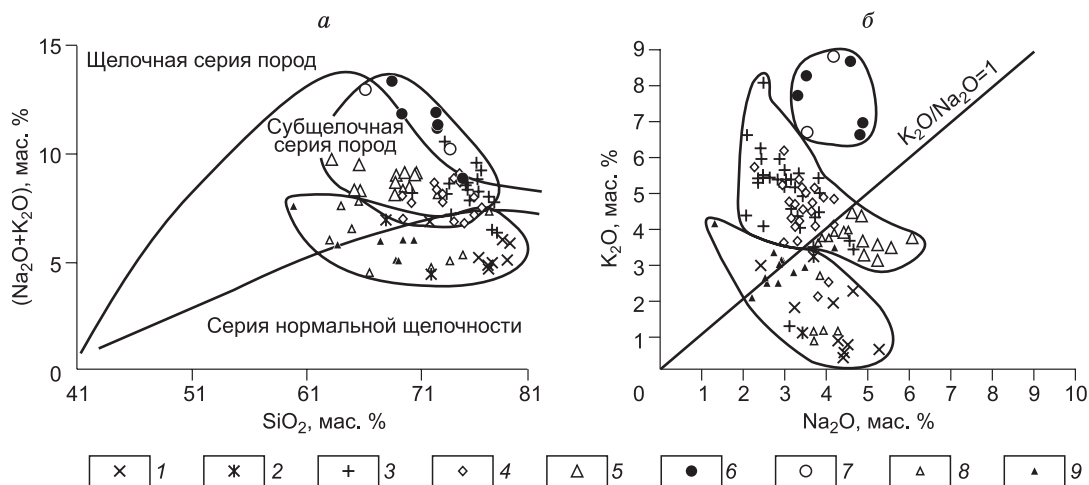


Рис. 3. Классификационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$ и соотношение $\text{K}_2\text{O—Na}_2\text{O}$ для магматических и метаморфических пород Прибайкалья [Магматические..., 1983].

Плагииграниты, плагииомгматиты: о. Ольхон (1), Хамар-Дабан (2); калий-натриевые гранитоиды: Ольхон (3), Хамар-Дабан (4); Ольхон: субщелочные граниты и граносиениты (5); пегматоидные микроклин-альбитовые граниты: с Ве минерализацией (6), без берилла (7). Вмещающие породы, гнейсы и сланцы: Ольхон (8), Хамар-Дабан (9).

дов представлены в табл. 1 и на классификационных диаграммах (рис. 3), характеризуя определенные закономерности состава исследуемых пород Прибайкалья. Мигматиты и плагииграниты, которые заметно варьируют по химическому составу, принадлежат обычно серии нормальной щелочности, являются существенно натриевыми породами и на классификационных диаграммах образуют единое поле с вмещающими их гнейсами (см. рис. 3). В наиболее распространенных К-На гранитах Солзанского массива и шаранурского комплекса содержание K_2O выше, чем Na_2O , либо эти породы имеют отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, близкое к единице. По составу и петрохимическим характеристикам эти граниты обнаруживают широкие вариации и относятся преимущественно к субщелочной либо к известково-щелочной сериям магматических пород. Как показано ранее [Антипин и др., 2014], исследуемые породы достаточно близки к современным и древним коллизионным гранитоидам других провинций (Гималаи, Испания).

Граносиениты и кварцевые сиениты (о. Ольхон) являются существенно Na породами, однако на приведенных диаграммах (см. рис. 3) они занимают отдельное от мигматитов-плагиигранитов поле составов и образуют единый эволюционный тренд с шаранурскими гранитоидами известково-щелочного и субщелочного рядов, подчеркивая их пространственную (см. рис. 2) и, вероятно, генетическую связь. Отдельное поле на петрохимических диаграммах (см. рис. 3) образуют пегматоидные редкометалльные граниты, которые являются существенно калиевыми породами.

Области коллизии характеризуются сложной картиной геологического и геодинамического развития, что определяется преобладающим режимом сжатия и эпизодически возникающими сдвигово-раздвиговыми деформациями и может обуславливать разнообразный характер магматизма в строении складчатого пояса [Хаин, 1984; Владимиров и др., 2004]. Горная цепь Гималаев является модельным примером континентальной коллизии между Индийской и Евразийской плитами [Windley, 1995; Singh et al., 2003], начавшейся 55 млн лет назад в раннем палеогене [Guillot et al., 1995], когда мощность коры южнее сутуры Цангпо возросла до 70 км.

Граниты плутона Манаслу, возвышающиеся в Гималайском хребте до 8156 м (Manaslu Himal), имеют миоценовый возраст от 25 до 18 млн лет [Deniel et al., 1987]. Достаточно высокие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и значения $\delta^{18}\text{O}$ [Vidal et al., 1982], а также низкое отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, указывают на коровый источник лейкогранитов Манаслу, которые относятся к S-типу и образовались за счет плавления сиалического материала в основании континентальной коры [England et al., 1992].

Центральная Иберийская зона (CIZ) является частью Европейского Вариссийского пояса, который значительно утолщен коллизией континентальных масс в среднем—позднем девоне [Azor et al., 1994]. В процессах корового анатексиса были образованы большие объемы пералюминиевых гранитных и гранодиоритных магм S-типа, которые сопровождалась также проявлением глубинного магматизма. Указанная зона состоит из протерозойских и раннепалеозойских метаосадков и ортогнейсов, которые прорываются вариссийскими гранитоидами [Bea et al., 1999, 2003].

Таблица 1. Химический состав раннепалеозойских гранитоидов и вмещающих пород Прибайкалья (о. Ольхон, хр. Хамар-Дабан)

Элемент	Ольхон	Хамар-Дабан	Ольхон	Хамар-Дабан	Ольхон	Хамар-Дабан	Ольхон	
	Гнейсы		Плагиограниты, мигматиты		К-Na известково-щелочные и субщелочные граниты		Граносиениты, кварц. сиениты	Лейкограниты
SiO ₂ , мас. %	69.27	66.89	73.06	69.90	74.46	72.89	67.86	74.94
TiO ₂	0.46	0.80	0.31	0.65	0.16	0.26	0.23	0.08
Al ₂ O ₃	15.17	15.05	14.0	14.85	13.82	14.40	16.75	13.87
Fe ₂ O ₃	1.17	0.90	1.13	1.75	0.66	0.86	1.13	0.49
FeO	2.32	4.62	1.72	3.11	0.76	1.46	1.05	0.31
MnO	0.07	0.08	0.05	0.09	0.04	0.05	0.05	0.03
MgO	1.50	2.20	0.86	1.22	0.25	0.45	0.74	0.09
CaO	2.66	1.77	1.94	2.70	0.96	1.23	2.44	0.33
Na ₂ O	3.97	3.05	3.96	3.59	3.08	3.55	4.97	3.12
K ₂ O	2.56	2.90	1.96	2.15	5.26	4.42	3.84	5.98
P ₂ O ₅	0.06	0.13	0.08	0.17	0.05	0.17	0.09	0.02
П.п.п.	0.57	0.75	0.51	0.62	0.48	0.53	0.60	0.49
Сумма	99.90	98.40	99.58	100.20	99.92	99.74	99.83	99.76
Li, г/т	11.0	37.7	10.0	50.0	8.3	39.6	11.5	4.7
Rb	59	73	36	63	114	102	61	153
Cs	2.0	2.0	2.0	3.0	2.0	2.8	2.0	2.0
Ba	1212	523.4	579.0	589.8	1325	645.7	2039	451.6
Sr	506	192.7	249.0	307.8	479	152.7	1441	190.3
Be	0.95	1.29	1.1	1.64	1.3	2.86	1.7	1.56
Sn	1.4	1.4	1.0	1.3	1.4	3.5	1.2	0.39
W	2.7	0.12	1.5	0.10	3.24	0.28	1.48	2.15
Pb	17.2	17.1	12.2	16.3	28.5	36.4	23.0	35.3
Zn	45.0	61.0	32.0	84.1	27.4	30.8	32.0	13.8
Cu	10.9	14.7	12.0	5.0	11.5	8.0	9.2	8.4
Co	4.9	22.4	3.1	13.0	2.5	11.0	4.3	0.9
Ni	15.3	14.7	9.4	27.4	9.8	8.0	8.9	5.3
Cr	26.0	13.0	16.4	87.7	12.5	9.8	11.0	1.9
V	30	136	14.2	37	10.5	13.6	33	1.6
Y	9.2	27.3	12.7	20.3	11.7	15.7	10.5	2.8
Nb	6.2	11.6	5.3	7.8	6.8	8.6	6.3	4.2
Ta	0.4	0.8	0.3	0.6	0.4	0.7	0.4	0.18
Zr	160	277	139	208	136	150	173	95
Hf	3.9	7.1	4.2	5.7	3.9	4.4	4.0	3.6
Th	6.6	10.3	5.7	8.6	12.6	13.3	10.3	23.0
U	0.8	2.6	0.8	1.9	2.4	2.7	1.3	6.6
F	435	774	400	560	300	520	445	200
n	11	7	10	2	26	16	13	3

Примечание. Силикатные анализы выполнены классическим химическим методом (аналитик Г.А. Погудина) и РФА (аналитик А.Л. Финкельштейн) с ошибкой 0.5—5.0 %; щелочные элементы выполнены методом фотометрии пламени с ошибкой 5—10 % (аналитик Л.В. Алтухова); редкие элементы определялись методом ICP-MS со сплавлением проб, анализы проведены Л.А. Чувашовой и Е.В. Смирновой ($\sigma \pm 5—10\%$) в лабораториях ИГХ СО РАН. Все анализы проводились по стандартным методикам с использованием аттестованных стандартов [Geostandards..., 1994]; n — число проб.

Одним из наиболее крупных плутонов в Центральной части СIZ является гранит-гранодиоритный батолит Авила, который занимает площадь около 13000 км². Батолит разделяется на Западный (Gredos) и Восточный (Guadarrama) секторы с близкими возрастными и изотопными характеристиками (соответственно 295.1 ± 2.8 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.713226 \pm 0.00041$ и 295.6 ± 2.7 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71221 \pm 0.00037$) [Bea et al., 2003]. Западный сектор состоит из плутонов пералюминиевых порфиридных

гранодиоритов и адаметеллитов вместе с анатектическими комплексами мигматитов, двуслюдяных гранитов и лейкогранитов [Scarrow et al., 2006; и др.]. Эти граниты по вещественному составу и происхождению имеют большое сходство с гранитами Манаслу (Гималаи) [Bea et al., 1993].

На сравнительных примерах рассмотренных областей установлено, что в геодинамической обстановке континентальной коллизии формируются гранитоидные магмы S-типа, возникающие при анатектическом плавлении континентального субстрата или его незначительном смешении с мантийным материалом. По классификации Б. Чапелла и А. Уайта [Chappell, White, 1992], в областях континентальной коллизии формируются граниты и мигматиты, в которых индекс глиноземистого насыщения $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O) > 1.1$ (ASI). Исследуемые гранитоиды Прибайкалья характеризуются именно таким значением этого параметра и являются пералюминиевыми по составу, что определяет их сходство с гранитоидами современных и древних коллизионных геодинамических обстановок. Для гранитов S-типа характерны значения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.708—0.717$ и ϵ_{Nd} от -5.8 до -8.8 [Chappell et al., 2001].

ГЕОЛОГИЯ, ВОЗРАСТ И ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ТИПЫ ПОРОД СРЕДНЕПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ПРИБАЙКАЛЬЯ

В Южном Прибайкалье наряду с раннепалеозойским коллизионным магматизмом широко развиты гранитоиды среднепозднепалеозойского возраста. В центральной части хр. Хамар-Дабан распространены крупные гранитоидные массивы (Переемнинский, Хонзуртайский, Мишихинский и др.), представленные породами от монцодиоритов до кварцевых сиенитов и лейкогранитов, которые внедрились в протерозойские и раннекембрийские метаморфические толщи. По Rb-Sr изотопным данным кварцевые сиениты Хонзуртайского массива являются раннекарбонowymi и формировались 331.6 млн лет назад. Проведенными исследованиями на Переемнинском и Хонзуртайском массивах установлено [Казимировский, 2006], что в формировании сиенит-лейкогранитных серий важную роль играли процессы смешения субщелочных базальтоидных магм с продуктами плавления докембрийской континентальной коры с образованием гибридных монцонитоидных или монцосиенитовых расплавов. Последующая кристаллизационная дифференциация этих субщелочных магм приводила к образованию небольших объемов кремнекислого расплава в виде маломощных даек лейкогранитного состава в завершении развития магматического процесса.

Позднепалеозойский гранитоидный магматизм в Хамардабанской провинции характеризуется развитием интрузивно-субвулканических пород, объединяемых в Уругудей-Утуликский пояс, среди докембрийских метаморфических толщ. Многофазные интрузии площадью до 10 км² каждая (Харагульская, Биту-Джидинская и Уругудеевская) образованы биотитовыми, часто флюоритсодержащими гранитами ранней фазы, которые на позднем этапе сменяются редкометалльными топазсодержащими амазонит-альбитовыми гранитами. В субвулканической фации пояса мощные дайки субщелочного состава (монцонит-порфиры, гранит-порфиры, эльваны) сменяются серией даек онгонитов, топазовых ридолитов и реже топазитов, которые иногда служат цементом в эруптивных и флюидно-эксплозивных брекчиях. В качестве аксессуарных минералов в интрузивно-дайковом комплексе встречаются циркон, апатит, монацит, ильменит, касситерит, вольфрамит и турмалин, и с ним ассоциирует рудная минерализация олова и вольфрама [Владимиров и др., 2007; Антипин, Перепелов, 2011].

По изотопным данным для биотитовых и амазонит-альбитовых гранитов Харагульской и Уругудейской интрузиям получена единая изохрона с возрастом 319.3 ± 2.8 млн лет и значением $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.705 \pm 8$ [Коваленко и др., 1999]. В южной части хр. Хамар-Дабан на границе России и Монголии среди кристаллических сланцев битуджидинской свиты верхнепротерозойского возраста расположен Биту-Джидинский массив, в строении которого выделяются три фазы внедрения гранитов. Порфировидные биотитовые граниты первой фазы сменяются лейкогранитами второй, и далее амазонит-альбитцинвальдитовыми гранитами третьей фазы, часто с флюоритом и редко с топазом. Согласно новым Rb-Sr данным [Перепелов и др., 2008], время внедрения гранитов первой фазы Биту-Джидинским массивом составляет 311 ± 10 млн лет, и он вместе с Уругудеевской и Харагульской интрузиями относится к единой возрастной группе редкометалльных гранитов хр. Хамар-Дабан.

Изотопные характеристики гранитов Биту-Джидинского массива ($^{87}Sr/^{86}Sr_0 = 0.705312—0.706187$) согласуются с моделью формирования инициальных расплавов на уровне нижних горизонтов континентальной коры. При этом изотопно-геохимические особенности предполагаемого субстрата вполне отвечают характеристикам континентальной коры Южного Прибайкалья со средним модельным возрастом $T(DM2) = 1260$ млн лет, что совпадает с результатами предшествующих исследований редкометалльных гранитов в других регионах Центральной Азии [Коваленко и др., 1999]. Состав и геохимическая характеристика среднепозднепалеозойских гранитов хр. Хамар-Дабан приведены в табл. 2. При становлении исследуемых многофазных интрузий в направлении от ранних биотитовых к поздним ред-

Таблица 2. Химический состав среднепозднепалеозойских гранитоидов Прибайкалья (о. Ольхон, хр. Хамар-Дабан)

Элемент	Хамар-Дабан					Ольхон
	К-Na субщелочные граниты (Харагул, Уругудей)	Редкометалльные Li-F граниты (Харагул, Уругудей)	Редкометалльные Li-F граниты (Биту-Джида)	Редкометалльные лейкограниты (Утулик)	Кварц. сиениты (Хонзуртай)	Редкометалльные пегматоидные граниты
SiO ₂ , мас. %	72.36	74.52	73.79	74.57	66.62	71.72
TiO ₂	0.07	0.06	0.02	0.02	0.46	0.07
Al ₂ O ₃	14.59	14.54	15.44	13.70	16.64	15.75
Fe ₂ O ₃	0.94	0.34	0.13	0.45	1.42	0.32
FeO	0.97	0.35	0.67	0.48	1.59	0.29
MnO	0.08	0.11	0.06	0.02	0.08	0.04
MgO	0.05	0.05	0.05	0.20	0.69	0.05
CaO	0.5	0.17	0.08	1.11	1.74	0.19
Na ₂ O	4.82	5.09	5.94	4.27	4.22	4.33
K ₂ O	4.97	3.76	3.41	4.45	5.52	6.92
P ₂ O ₅	0.05	0.09	0.01	0.01	0.15	0.03
П.п.п.	0.61	0.50	0.32	0.86	0.67	0.14
Сумма	100.01	99.58	99.92	100.14	99.80	99.96
Li, г/г	295	667	636	590	26.6	10
Rb	366	835	545	460	145	1831
Cs	11	24	8.0	5.0	2.5	197
Ba	92	53	0.5	41	961	234.1
Sr	14.0	28	1.0	36	411	13.6
Be	11.5	10.2	3.2	3.0	—	398
Sn	15.2	60	59	267	2.6	38
W	0.8	0.9	—	10.8	—	96
Pb	48.4	112	71	68	26.8	93
Zn	81.0	109	105	41	61	20
Nb	58.0	53	227	27	15	69.1
Ta	9.0	28	19	28	1.2	46
Zr	171	69	252	130	392	26
Hf	7.4	7.3	13	6.0	8.4	7.5
Th	45.3	14.8	55.8	14.8	—	21.8
U	11.6	4.7	12.8	4.7	—	8.6
F	3200	5700	3300	9000	790	360
n	11	10	10	3	12	7

кометалльным гранитам наблюдается повышение кремнекислотности и заметный рост содержания Na₂O, тогда как уровень содержания FeO_{общ.}, CaO и K₂O снижается.

В Ольхонском регионе зональное с апофизами тело крупносреднезернистых редкометалльных пегматоидных гранитов имеет протяженность до 200 м, а его мощность варьирует от первых метров до 20 м. В южной части тела выявлен крупный шпир гигантозернистых гранитов, в которых наряду с полевыми шпатами и кварцем отмечаются скопления зерен граната в ассоциации с биотитом, мусковитом и кристаллами берилла размером до 3—6 см. Иногда отмечаются магнетит, титанит, апатит. Пегматоидные микроклин-альбитовые граниты являются существенно калиевыми породами (K₂O = 5.66—8.60), в которых отношение K₂O/Na₂O составляет 1.3—2.4 (см. рис. 3, табл. 2). Они резко отличаются от шаранурских гранитоидов и представляют отдельный геохимический тип пород. По своему возрастному положению и петрографическим характеристикам пегматоидные граниты о. Ольхон вполне сопоставимы с гранитами аинского комплекса Приольхонья [Юдин и др., 2005; Владимиров и др., 2011], и в дальнейшем планируется их сравнительное петролого-геохимическое изучение.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС

В настоящее время установлено, что в пределах Хамар-Дабанского и Ольхонского регионов Прибайкалья раннепалеозойские синколлизийные и позднепалеозойские постколлизийные гранитоиды часто близки по химическому составу и образуют как известково-щелочные, так и субщелочные серии магматических пород. Поэтому можно предположить, что смена геодинамических режимов проявления магматизма может не фиксироваться в их петрохимических особенностях. Более надежными индикаторами геодинамических и петрогенетических условий формирования гранитоидов могут являться закономерности распределения редких элементов и вариации их отношений, которые рассмотрим на примере палеозойского гранитоидного магматизма Прибайкалья.

Совместное проявление мигматитов, гранитогнейсов и автохтонных гранитов ярко выражено в структурах Прибайкалья в виде своеобразных купольных зон [Федоровский и др., 1993], в краевых частях которых преобладают гнейсы, сланцы и мигматиты, а в центральных — развиты биотитовые лейкограниты. Типичные разновидности раннепалеозойских гранитоидов шаранурского и хамардабанского комплексов являются высококальцевыми и высокоглиноземистыми породами, что характерно для коллизийных гранитоидов S-типа. Установлено вещественное сходство этих пород с коллизийными гранитоидами Гималаев и Центральной Испании, что подтверждает их единую геодинамическую природу. Последние характеризуются повышенными, относительно среднего состава континентальной коры, содержаниями Rb, Sr и иногда обогащены Pb, Zr, Cr, Ni. Обычно они имеют пониженные содержания тяжелых редкоземельных элементов относительно легких лантаноидов [Crawford, Windley, 1990; Bea, 2010].

Анализ результатов геохимических исследований раннепалеозойских комплексов Прибайкалья показал, что K-Na граниты Солзанского массива хр. Хамар-Дабан по содержаниям многих редких элементов близки к среднему составу континентальной коры, но несколько обогащены по отношению к ней Rb, Pb, K, Sn, Li, Th и P. В то же время они имеют пониженные концентрации Sr, B, F (см. табл. 1). В Ольхонском регионе выделенные типы пород отчетливо различаются по геохимическим характеристикам, которые отражены на спайдер-диаграмме (рис. 4). K-Na гранитоиды шаранурского комплекса имеют редкоэлементные спектры, приближающиеся к распределению элементов в средней континентальной коре, но лишь несколько обогащены — Rb, Pb, Ba, Th и K. Практически полностью повторяют график этого распределения мигматиты и плагиограниты, но на более низком уровне концентраций редких элементов.

Граносиениты и кварцевые сиениты наиболее близки по редкоэлементному составу к шаранурским K-Na гранитам, что, вероятно, подтверждает их генетическую связь между собой. Таким образом, наиболее распространенные типы близких по возрасту гранитоидов шаранурского комплекса характеризуются одинаковыми спектрами распределения редких элементов, близких к среднему составу континентальной коры и образованных, очевидно, в сходных условиях коллизийного магматизма. В то же время на диаграмме (см. рис. 4) видно, что аномальным спектром распределения элементов обладают пегматоидные граниты, резко обогащенные многими литофильными элементами (Cs, Rb, Be, Ta, Nb, Sn,

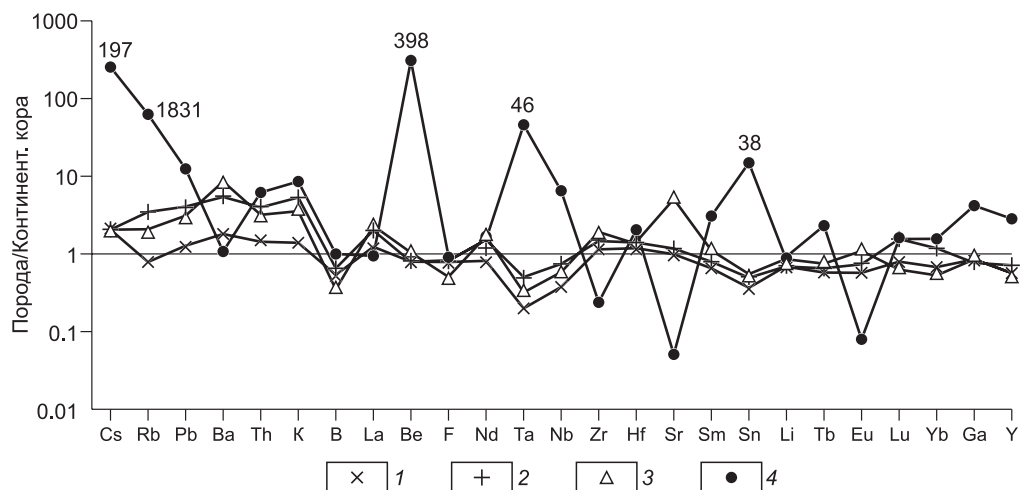


Рис. 4. Спайдер-диаграммы распределения редких элементов (в г/т) в плагиогранитах, мигматитах, гранитах и кварцевых сиенитах Прибайкалья (о. Ольхон).

1 — плагиограниты, мигматиты, 2 — K-Na граниты, 3 — кварцевые сиениты, 4 — редкометалльные микроклин-альбитовые граниты. Состав континентальной коры, по [McDonough, Sun, 1995].

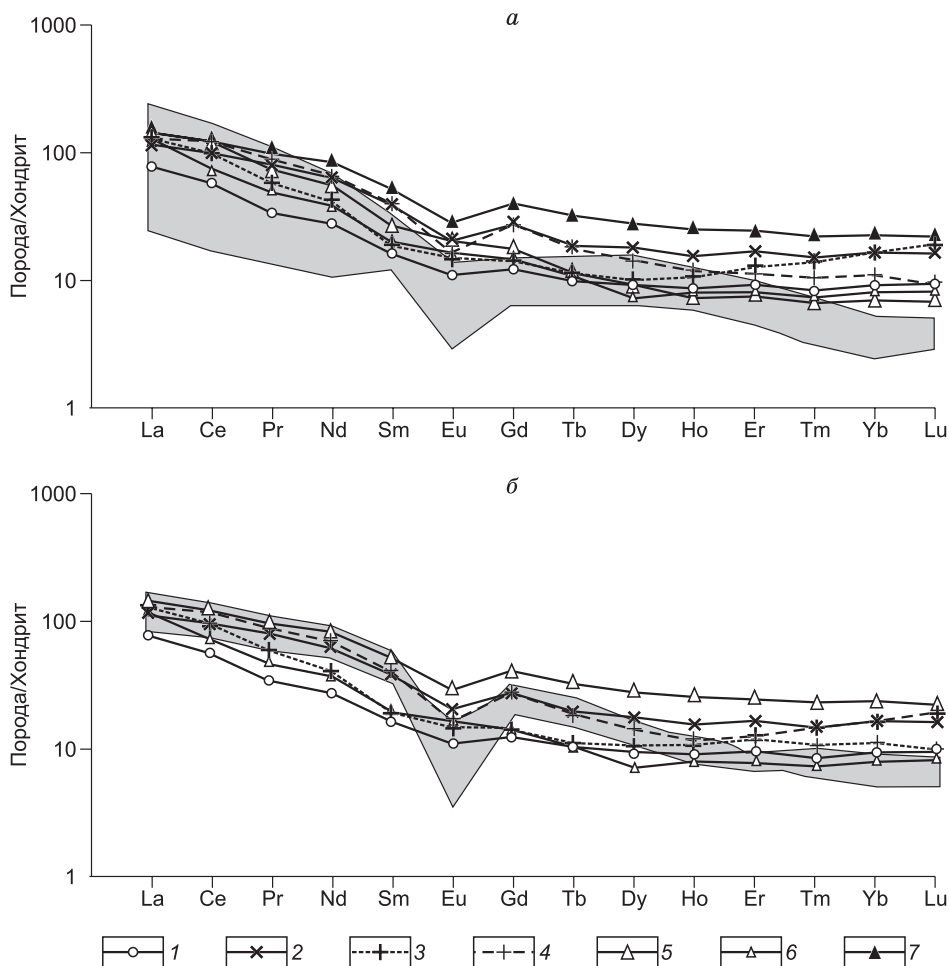


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах и вмещающих породах Прибайкалья и коллизионных гранитоидах Гималаев (а), Центральной Испании (б).

1, 2 — плагиограниты, плагиомигматиты: 1 — о. Ольхон, 2 — хр. Хамар-Дабан; 3, 4 — К-Na гранитоиды: 3 — о. Ольхон, 4 — хр. Хамар-Дабан; 5 — граносиениты и кварцевые сиениты о. Ольхон; 6, 7 — гнейсы и сланцы, вмещающие гранитоиды Прибайкалья: 6 — о. Ольхон, 7 — хр. Хамар-Дабан. Серым полем показано распределение РЗЭ в коллизионных гранитоидах: а — Гималаев [Crawford, Windley, 1990] и б — Центральной Испании (батолит Авила) [Bea, 2010]. Нормирование выполнено по содержанию РЗЭ в хондрите CI [McDonough, Sun, 1995].

W, Ga, Y), и для них характерны глубокие минимумы нормированных концентраций Ba, Sr, Zr и Eu. Пегматоидные граниты не связаны с коллизионным процессом, и, вероятно, эти редкометалльные породы кристаллизовались из глубоко дифференцированного остаточного магматического расплава при незначительной роли флюидов, так как концентрации фтора (75—220 г/т) и бора (2—15 г/т) в этих кремнекислых породах значительно ниже их средних значений в континентальной коре.

На диаграмме (рис. 5, а) распределения РЗЭ видно, что гранитоиды шаранурского комплекса и Солзанского массива близки к полю коллизионных гранитоидов Гималаев, особенно по содержанию легких РЗЭ. Общей их геохимической особенностью является наличие слабовыраженного Eu-минимума. К породам плутона Авила (Испания), являющимся более дифференцированными образованиями с отчетливым Eu-минимумом, наиболее близки гранитоиды хр. Хамар-Дабан при несколько более высоких содержаниях тяжелых лантаноидов (см. рис. 5, б). В шаранурских гранитоидах Eu-минимум слабо проявлен, так как они образовались из магмы, почти не претерпевшей процесс дифференциации.

Близкие по петрохимическим характеристикам биотитовые граниты и лейкограниты, а также кварцевые сиениты формировались как в раннем, так и в позднем палеозое геологического развития Прибайкалья (см. табл. 1, 2). Это дает возможность для выявления индикаторных геохимических особенностей близких по составу разновозрастных гранитоидов, формирующихся в условиях различных геодинамических обстановок. Уже из данных табл. 1—3 можно заключить, что коллизионные (хамардабанский и шаранурский комплексы) и внутриплитные (массивы Харагул и Уругудей) биотитовые гра-

Таблица 3. Содержания редкоземельных элементов (г/т) и индикаторные отношения редких элементов в коллизионных и внутриплитных гранитоидах Прибайкалья

Элемент	Коллизионные, PZ ₁ (Ольхон)			Внутриплитные, PZ ₃ (Хамар-Дабан, Ольхон)			
	Плагиограниты, мигматиты	К-На известково-щелочные, субщелочные граниты	Граносиениты, кварц-сиениты	К-На известково-щелочные, субщелочные граниты	Редкометалл-ные Li-F граниты	Пегматоид-ные граниты	Граносиениты, кварц-сиениты
La	27.8	28.5	36.6	21.2	8.2	15.2	91.2
Ce	38.9	39.0	73.6	51.5	26.1	46.9	182.1
Pr	4.0	3.9	11.3	6.3	3.5	6.1	17.2
Nd	15.9	14.4	26.4	25.0	13.4	27.0	59.1
Sm	3.1	2.4	4.1	6.6	4.2	12.3	8.9
Eu	0.82	0.73	1.23	0.10	0.04	0.08	1.25
Gd	3.1	2.3	3.7	7.5	4.3	9.1	7.1
Tb	0.45	0.28	0.44	1.32	0.89	1.55	0.88
Dy	2.79	1.05	2.38	8.96	6.33	7.36	5.06
Ho	0.60	0.40	0.45	1.86	1.36	1.02	1.01
Er	1.86	1.33	1.31	5.9	5.0	2.74	2.96
Tm	0.28	0.28	0.19	0.95	1.03	0.45	0.42
Yb	1.96	1.20	1.22	6.8	8.8	3.45	3.00
Lu	0.32	0.21	0.19	1.02	1.40	0.46	0.46
Сумма PЗЭ	101.8	96.0	162.1	145.0	84.55	133.7	380.6
La/Yb	14.2	23.7	29.2	3.1	0.93	4.4	30.4
K/Rb	280	384	524	113	37	31	317
Nb/Ta	17.6	17.0	15.8	6.4	1.9	1.5	20
Zr/Hf	33.1	34.9	43.2	23.1	9.4	3.5	46.6
Th/U	7.1	5.2	7.9	3.9	3.1	2.5	5.7
n	10	26	13	6	8	7	12

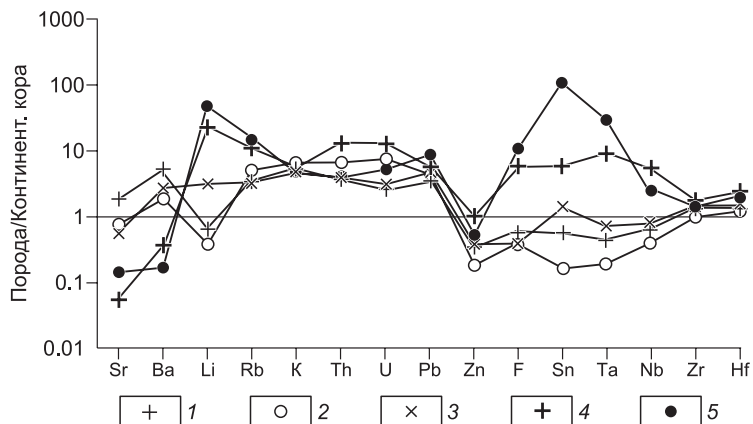
Примечание. Редкоземельные элементы определялись методом ICP-MS со сплавлением проб, анализы проведены Л.А. Чувашовой и Е.В. Смирновой ($\sigma \pm 5-10\%$) в лабораториях ИГХ СО РАН. Все анализы проводились по стандартным методикам с использованием аттестованных стандартов [Geostandards..., 1994]; n — число проб.

ниты существенно различаются по редкоэлементному составу и значениям индикаторных отношений редких элементов (K/Rb, Nb/Ta, La/Yb). Внутриплитные биотитовые граниты Хамар-Дабана относительно их коллизионных аналогов значительно обогащены литофильными (Li, Rb, F, Sn, Th, U) и высокозарядными (Ta, Nb) элементами, но резко обеднены Ba и Sr (см. табл. 1; рис. 6). Еще более наглядно геохимические различия видны на примере поздних фаз лейкогранитов. Шаранурские лейкограниты небольших пластовых тел среди массивов биотитовых гранитов по геохимическим характеристикам практически близки к последним и на спайдер-диаграмме полностью повторяют график распределения в них редких элементов (см. рис. 6, табл. 1).

Закономерности эволюции состава, свойственные внутриплитным ред-

Рис. 6. Спайдер-диаграмма распределения редких элементов в коллизионных и внутриплитных биотитовых гранитах и лейкогранитах Прибайкалья.

Коллизионные биотитовые граниты шаранурского (1), хамар-дабанского (3) и лейкограниты (2) шаранурского комплекса. Внутриплитные биотитовые граниты (4) Харагульского массива и лейкограниты (5) Уругудей-Утуликского пояса.



кометалльным гранитам, выражаются в возрастании в лейкогранитах поздних фаз концентраций F, Li, Rb, Cs, Sn, Be, Ta и Pb с одновременным снижением содержаний Ba, Sr, Zn, Zr, Th и U. В многофазной Харагульской интрузии максимальные концентрации перечисленных элементов установлены в альбит-лепидолитовых гранитах апикальной части массива. Сходное распределение редких элементов было установлено в породах дайкового пояса, что подтверждает отнесение исследуемых интрузий и ассоциирующих субвулканических пород к единому внутриплитному уругудей-утуликскому комплексу [Антипин, Перепелов, 2011]. Поздние лейкограниты в большей степени обогащены литофильными элементами и имеют низкие значения K/Rb, Nb/Ta и Zr/Hf отношений (см. табл. 1, 2), что свойственно редкометалльным гранитам, при формировании которых значительную роль играли процессы кристаллизационной магматической дифференциации [Коваленко и др., 1999; Владимиров и др., 2007].

Выявленные геохимические различия близких по составу коллизионных и внутриплитных гранитов, относящихся в большей мере к известково-щелочной серии, свойственны также и породам субщелочного ряда. Внутриплитные кварцевые сиениты (Хонзуртайский массив) характеризуются более высокой щелочностью (см. табл. 1, 2) и обогащены литофильными (Rb, Li, K, Th, U, F) и высокозарядными (Nb, Ta, Zr, Hf, Y) элементами по отношению к коллизионным кварцевым сиенитам о. Ольхон. Однако последние в значительной мере обогащены Ba и Sr (рис. 7), что является характерной особенностью коллизионного гранитоидного магматизма Прибайкалья. Во внутриплитных кварцевых сиенитах более высокие сумма РЗЭ и значения La/Yb. Эти параметры снижаются в поздних лейкогранитах. На участие глубинного источника при формировании гибридного расплава указывают низкие отношения Rb/Sr и первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70592 ± 0.00021). Выполненные ранее исследования свидетельствуют о широком участии мантийных магм при формировании постколлизионных сиенит-лейкогранитных серий в центральной части хр. Хамар-Дабан [Казимировский, 2006]. При детальном изучении Переемнинского и Хонзуртайского гранитоидных массивов было установлено, что среди кварцевых сиенитов встречаются довольно крупные тела субщелочных габброидов, которые автор интерпретировал как процесс смешения базитовой магмы с гранитоидным расплавом.

Установленные индикаторные геохимические особенности палеозойского магматизма могут применяться для расшифровки геодинамических и петрогенетических условий образования гранитоидов, связанных как с процессами палингенного корового гранитообразования, так и мантийно-корового взаимодействия. Источником расплавов раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья были гнейсы и сланцы хамардабанской и ольхонской метаморфических толщ, о чем свидетельствует унаследованность геохимических характеристик гранитоидов от вмещающих их пород. Механизмом образования первичных магм является частичное плавление корового субстрата.

Субщелочные породы о. Ольхон — граносиениты и кварцевые сиениты близки по возрасту к K-Na шаранурским гранитоидам и имеют сходный с ними редкоэлементный состав. Породы сиенитового состава формировались при участии сланцев и амфиболитов в составе субстрата, которые встречаются в них в виде ксенолитов. На генетическую связь этих различных по щелочности пород указывают единые тренды петрогеохимической эволюции коллизионного магматизма. Согласно изотопно-геохимическим исследованиям, раннепалеозойские гранитоиды Прибайкалья характеризуются отрицательными величинами ϵ_{Nd} (от -3 до -12), а также $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045\text{—}0.7075$ (шаранурский комплекс, о. Ольхон), и значениями ϵ_{Nd} (от -6 до -10) для гранитоидов Солзанского массива (хр. Хамар-Дабан), при этом рассчитанный по приведенным данным модельный возраст в 2 млрд лет свидетельствует о коровом и более древнем источнике их расплавов [Макрыгина и др., 2013]. Изотопные данные указывают также, что продолжительность выплавления и кристаллизации гранитоидов Солзанского массива 516—490 млн лет (составляет 26 млн лет), а шаранурского комплекса — 505—477 млн лет (28 млн лет).

В результате сравнительной характеристики магматизма различных провинций выявился ряд индикатор-

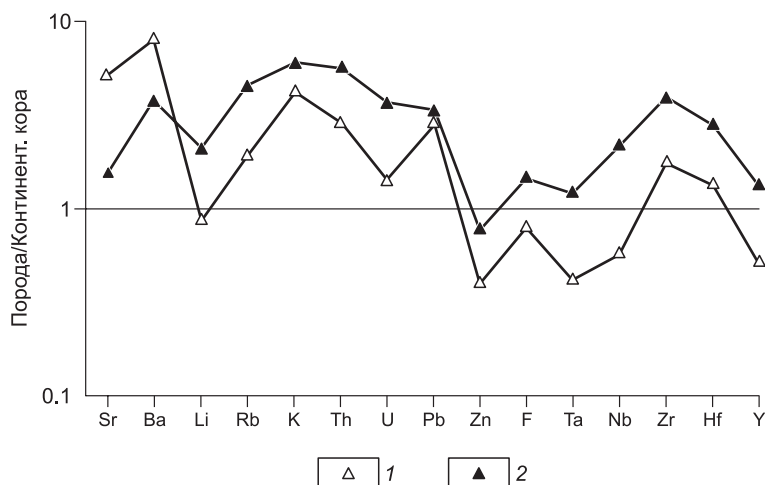


Рис. 7. Спайдер-диаграмма распределения редких элементов в коллизионных и внутриплитных кварцевых сиенитах Прибайкалья.

Раннепалеозойские коллизионные кварцевые сиениты шаранурского комплекса (1); позднепалеозойские внутриплитные кварцевые сиениты Хонзуртайского массива (2).

ных особенностей гранитоидов, сформированных в обстановке континентальной коллизии. Эти породы являются пералюминиевыми и высококалиевыми, имеют высокие концентрации фосфора, но низкие — Na_2O , CaO , MgO и FeO . В отношении редкоэлементного состава они обогащены коровыми элементами — Rb, Pb, Th и K, но иногда имеют низкие концентрации летучих элементов — В и F. Установлено, что K-Na гранитоиды Солзанского массива хр. Хамар-Дабан по редкоэлементному составу наиболее близки к гранитоидам батолита Авила (Центральная Испания), в отличие от гранитоидов шаранурского комплекса, которые, в свою очередь, по геохимическим характеристикам наиболее соответствуют коллизионным гранитоидам Гималаев (см. рис. 5).

В позднепалеозойском ареале гранитоидного магматизма Прибайкалья проявлено большое разнообразие вещественных типов гранитоидов различных фаций глубинности. Наиболее интенсивно внутриплитный магматизм проявился в Хамардабанской провинции, представленный обычно многофазными массивами в отличие от коллизионных гранитоидов. Ранние интрузивные фазы этих массивов часто наиболее близки к среднему составу континентальной коры, тогда как граниты и лейкограниты заключительных фаз демонстрируют глубокую дифференциацию в распределении многих редких элементов. Так, геохимической особенностью Харагульского, Биту-Джидинского и Уругудеевского массивов является закономерное обогащение многими литофильными элементами и уменьшение значений их индикаторных отношений (K/Rb , Nb/Ta , Zr/Hf и La/Yb) в амзонит-альбитовых гранитах заключительных фаз интрузий. Из полученных данных очевидно, что, в отличие от коллизионных гранитоидов, внутриплитные граниты и особенно их редкометалльные геохимические типы не могут формироваться только за счет процессов палингенеза, а для их возникновения необходимы условия, обуславливающие значительное концентрирование типоморфных редких элементов. При эволюции гранитных расплавов они интенсивно накапливаются, что является свидетельством важной роли процессов магматической дифференциации в промежуточных магматических камерах при образовании рудоносных типов гранитов.

По породам уругудей-харагульской группы интрузий были также получены результаты определения ϵ_{Nd} , которые находятся в интервале значений от -1.2 до -2.7 , и модельного возраста, превышающего 1200 млн лет [Антипин, Перепелов, 2011]. Судя по этим изотопно-геохимическим данным, внутриплитные граниты хр. Хамар-Дабан могли формироваться в результате плавления докембрийской континентальной коры, которое происходит под воздействием тепла и флюидов щелочно-базальтоидных и субщелочных (монцонитоидных) магм [Кузьмин, Ярмолюк, 2014]. Широкий спектр составов магматических пород в пределах позднепалеозойского ареала магматизма от субщелочных монцонитогранитоидов до известково-щелочных, плюмазитовых и пегматоидных редкометалльных гранитов, формирующихся из глубоко дифференцированных остаточных магм, обуславливает перспективность этих геохимических типов пород в отношении рудной минерализации, генетически связанной с внутриплитным магматизмом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Раннепалеозойские гранитоиды Прибайкалья (о. Ольхон. хр. Хамар-Дабан), представленные автохтонными и аллохтонными фациями, находятся в тесной пространственной ассоциации с гнейсами, мигматитами и плагиогранитами, обычно приурочены к гранитогнейсовым куполам, и процессы магматической дифференциации в них почти не проявлены. Продолжительность формирования гранитоидов Солзанского массива и шаранурского комплекса составляет 26—28 млн лет, что можно расценивать как индикаторную особенность развития коллизионного гранитоидного магматизма. По вещественной характеристике и эволюции раннепалеозойские K-Na гранитоиды Западного и Южного Прибайкалья относятся к образованиям S-типа и близки к современным и древним коллизионным гранитоидам Гималаев и Центральной Испании.

2. В результате сравнительной петрогеохимической характеристики коллизионных гранитоидов различных провинций выявился ряд их индикаторных особенностей. Эти породы являются пералюминиевыми и часто высококалиевыми, имеют высокие концентрации фосфора, но низкие — Na_2O , CaO , MgO и FeO . В отношении редкоэлементного состава коллизионные гранитоиды обогащены элементами — Rb, Pb, Th и K. Геохимические данные подтверждают, что раннепалеозойские гранитоиды Прибайкалья имеют коровое происхождение и унаследовали свой макро- и микросостав от вмещающих хамардабанской и ольхонской сланцево-гнейсовых толщ. Граносиениты и кварцевые сиениты о. Ольхон имеют более основной состав протолита, хотя близки по возрасту и геохимическим характеристикам к K-Na гранитоидам шаранурского комплекса.

3. Выявленные и изученные в Прибайкалье редкометалльные пегматоидные граниты с Ве-минерализацией являются среднепалеозойскими постколлизионными образованиями (390 ± 5 млн лет) и не должны относиться к шаранурскому комплексу. Позднепалеозойский ареал магматизма характеризуется развитием на его периферии субщелочных гранитоидов, плюмазитовых и редкометалльных гранитов интрузивно-субвулканических комплексов, которые фиксируют переход к внутриплитному маг-

магматизму с проявлением разнообразных геохимических типов пород. Геохимическая эволюция внутриплитного магматизма выражается в процессах дифференциации многофазных интрузий гранитоидов, ростом концентраций F, Li, Rb, Cs, Sn, W, Be, Ta и Pb, и уменьшением содержаний Ba, Sr, Zn, Zr, Th и U. Эта же закономерность характерна для субвулканических пород, являющихся вещественными аналогами гранитоидов, что подчеркивает генетическое единство всего Уругудей-Утуликского интрузивно-дайкового комплекса Хамар-Дабанской провинции. Геохимические особенности являются свидетельством важной роли процессов магматической и флюидно-магматической дифференциации при образовании внутриплитных вулканоплутонических комплексов.

4. Внутриплитный гранитоидный магматизм в Центральной Азии занимает периферические зоны обширных разновозрастных магматических ареалов. В отличие от коллизионного магматизма, петрогенезис внутриплитных гранитоидов не зависит от состава и возраста вмещающих пород, где они проявлены. Геохимическое разнообразие типов этих гранитоидов, связанных как с коровыми, так и мантийными источниками, а также с процессами мантийно-корового взаимодействия, может быть обусловлено влиянием плюма на геологическую историю внутриплитного магматизма. Широкий спектр состава и геохимии магматических пород в пределах позднепалеозойского ареала магматизма Прибайкалья от щелочных, субщелочных до редкометалльных гранитоидов определяет перспективность магматизма в отношении разнообразных типов оруденения.

Статья подготовлена при поддержке РФФ (проект № 15-17-10010) и частично РФФИ (грант 15-05-02772а).

ЛИТЕРАТУРА

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

Антипин В.С., Макрыгина В.А., Петрова З.И. Сравнительная геохимия гранитоидов и вмещающих метаморфических пород в западной части Ангаро-Витимского батолита (Прибайкалье) // *Геохимия*, 2006, № 3, с. 293—308.

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.

Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Хромых С.В., Докукина К.А. Синсдвиговые стресс-граниты глубинных уровней коллизионной системы ранних каледонид Западного Прибайкалья // *ДАН*, 2004, т. 397, № 6, с. 771—777.

Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Антипин В.С. Онгонит-эльвановый магматизм Южной Сибири // *Литосфера*, 2007, № 4, с. 21—40.

Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // *ДАН*, 2011, т. 436, № 6, с. 793—799.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // *Геология и геофизика*, 2010, т. 51 (5), с. 571—588.

Гордиенко И.В., Ковач В.П., Елбаев А.Л., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Возраст и условия формирования коллизионных гранитоидов Джидинской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса, Юго-Западное Забайкалье // *Петрология*, 2012, т. 20, № 1, с. 45—65.

Горлачева Н.В. Геохимия и генетические особенности палеозойских гранитоидов Прибайкалья (хр. Хамар-Дабан и о. Ольхон): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, ИГХ СО РАН, 2014, 24 с.

Дистанова А.Н. Гранитоидный магматизм раннепалеозойских орогенов // *Геология и геофизика*, 2013, т. 54 (6), с. 787—796.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // *Геология и геофизика*, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Чо М., Чонг В., Ким Дж. Синметаморфические гранитоиды (~ 490 млн лет) — индикаторы аккреционной стадии в эволюции Ольхонского террейна (Западное Забайкалье) // *Геология и геофизика*, 2013, т. 54 (10), с. 1543—1561.

Зоненшайн Л.Р., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 кн. М., Недра, 1990, кн. 1 — 326 с.

Казимировский М.Э. Смещение расплавов и кристаллизационная дифференциация в раннекаменноугольных сиенитоидных магмах (Большой Хамар-Дабан) // *Геодинамическая эволюция литосфе-*

- ры Центрально-Азиатского подвижного пояса. Материалы научного совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2006, т. 1, с. 134—138.
- Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С.** Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // *Петрология*, 1999, т. 7, № 4, с. 401—429.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.** Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // *Геология и геофизика*, 2014, т. 55 (2), с. 153—184.
- Магматические горные породы.** Классификация, номенклатура, петрография. Часть 1, 2. М., Наука, 1983, 768 с.
- Макрыгина В.А.** Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. М., Наука, 1981, 196 с.
- Макрыгина В.А., Сандмирова Г.П., Николаев В.М., Плюснин Г.С.** Rb-Sr возраст метаморфических пород хамар-дабанского комплекса (ЮЗ Прибайкалье) // *Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза*. М., Наука, 1987, с. 184—195.
- Макрыгина В.А., Антипин В.С., Лепехина Е.Н., Толмачева Е.В., Горлачева Н.В.** Генетические особенности и первые данные о U-Pb возрасте Солзанского гранитоидного массива, Хамар-Дабан (Прибайкалье) // *ДАН*, 2013, т. 449, № 2, с. 210—214.
- Павловский Е.В., Ескин А.С.** Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. М., Наука, 1964, 128 с.
- Перепелов А.Б., Татарников С.А., Дриль С.И., Антипин В.С.** Геохимические особенности, источники вещества и возраст Биту-Джидинской многофазной интрузии Li-F гранитов (Хамар-Дабан) // *Граниты и эволюция Земли. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН*, 2008, с. 291—293.
- Федоровский В.С., Добржинская Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.В.** Новый тип меланжа // *Геотектоника*, 1993, № 4, с. 30—45.
- Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э.** Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // *Геотектоника*, 1995, № 3, с. 3—22.
- Хаин В.Е.** Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М., Недра, 1984, 334 с.
- Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А.** Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // *Геология и геофизика*, 2007, т. 48 (1), с. 156—180.
- Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Волкова М.Г.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст и геохимические признаки синколлизионных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья (на примере Бирхинского массива и его складчатого обрамления) // *ДАН*, 2005, т. 405, № 2, с. 251—255.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44 (12), с. 1305—1320.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И.** Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // *Геология рудных месторождений*, 2012, т. 54, № 5, с. 375—399.
- Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г.** Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // *Петрология*, 1997, т. 5, № 5, с. 451—466.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // *Геотектоника*, 2000, № 5, с. 3—29.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М.** Позднепалеозойский—раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // *Петрология*, 2013, т. 21, № 2, с. 115—142.
- Azor A., Gonzalez Lodeiro F., Simancas F.** Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones // *Tectonics*, 1994, v. 13, p. 45—61.
- Bea F.** Crystallization dynamics of granite magma chambers in the absence of regional stress: multiphysics modeling with natural examples // *J. Petrol.*, 2010, v. 51, № 7, p. 1541—1569.
- Bea F., Montero P., Molina J.F.** Mafic precursors, peraluminous granitoids and late lamprophyres in the Avila batholith: a model for the generation of Variscan batholiths in Iberia // *J. Geol.*, 1999, v. 107, p. 399—419.
- Bea F., Montero P., Zinger T.** The nature, origin and thermal influence of the granite source layer of Central Iberia // *J. Geol.*, 2003, v. 111, p. 579—595.

Chappell B.W., Whire A.J.R. *I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt* // Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci., 1992, v. 83, p. 1—26.

Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types: 25 years later // Aust. J. Earth Sci., 2001, v. 48, p. 489—499.

Crawford M.B., Windley B.F. Leucogranites of the Himalaya Karakorum: implications for magmatic evolution within collisional belts and the study of collision-related leucogranite petrogenesis // J. Volcanol. Geotherm. Res., 1990, v. 44, p. 1—19.

Deniel C., Vidal P., Fernandez A., Le Fort P., Peucat J.J. Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal): Inferences on the age and source of Himalayan leucogranites // Contrib. Miner. Petrol. 1987, v. 96, p. 78—82.

England P., Le Fort P., Molnar P., Pecher A. Heat sources for Tertiary metamorphism and anatexis in the Annapurna-Manaslu region, Central Nepal // J. Geophys. Res., 1992, v. 97, № B2, p. 2107—2128.

Geostandards Newsletters. Spec. Issue, July, 1994, V/XVIII, p. 158.

Guillot S., Le Fort P., Pecher A., Barman M.R., Aprahamian J. Contact metamorphism and depth of emplacement of the Manaslu granite (central Nepal). Implications for Himalayan orogenesis // Tectonophysics, 1995, v. 241, p. 99—119.

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth Sci. Rev., 2010, v. 102, p. 29—59.

McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, p. 223—253.

Scarrow J.H., Bea F., Montero P., Molina J.F., Vaughan A.P.M. A precise late Permian ^{40}Ar — ^{39}Ar age for Central Iberian camptonitic lamprophyres // Geol. Acta, 2006, v. 4, p. 451—459.

Singh S., Jain A.K. Himalayan Granitoids // J. Virtual Expl., Electronic Edition, 2003, v. 11, p. 1441—8142.

Vidal P., Cocherie A., Le Fort P. Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal) // Geochim. Cosmochim. Acta, 1982, v. 46, p. 2279—2292.

Windley B.F. The evolving continents. 3rd Edition, John Wiley & Sons, Chichester, 1995, 526 p.

*Рекомендована к печати 24 сентября 2015 г.
М.И. Кузьминым*

*Поступила в редакцию
8 июля 2015 г.*