

ГЕОХИМИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ПРИБАЙКАЛЬЯ И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ (хр. Хамар-Дабан, о. Ольхон)

В.С. Антипин, Н.В. Горлачева, В.А. Макрыгина

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

Сравнительная характеристика геологических и изотопно-геохимических особенностей раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья (хр. Хамар-Дабан и о. Ольхон) показала, что они близки по возрасту и составу и относятся к синколлизонным образованиям *S*-типа, сформированным из сланцево-гнейсового субстрата хамардабанской и ольхонской метаморфических толщ. Локальное датирование ядер и оболочек цирконов (SHRIMP-II) показало, что хамардабанские гранитоиды формировались на покровно-надвиговом этапе коллизии, а шаранурские — на позднеколлизонном этапе сдвигового тектогенеза.

Гранитоиды Солзанского массива (Хамар-Дабан) и шаранурского комплекса (о. Ольхон) проявлены в автохтонной и аллохтонной фациях и представлены преимущественно мигматитами, плагиогранитами, гранитогнейсами и К-На гранитами. Среди магматических пород шаранурского комплекса выделены также субщелочные граносиениты и кварцевые сиениты, пространственно сближенные с К-На гранитами. В северной части острова исследованы щелочные сиениты, которые могут иметь связь с Будунским массивом основных пород. Впервые на о. Ольхон (падь Ташкиней) выявлен геохимический тип пегматоидных редкометалльных гранитов с бериллиевой минерализацией. Они отличаются от Вемусковитовых и сподуменовых пегматитов Хамар-Дабана высокими содержаниями Rb, Cs, Sn, Nb, Ta, W, но низким Li, что обусловлено, видимо, пониженным содержанием лития в протолите шаранурских бериллиевых редкометалльных гранитов (ольхонская толща) по сравнению с протолитом солзанских гранитоидов (корниловская свита). Это еще раз подчеркивает унаследованность состава протолита на всех этапах синколлизонного гранитообразования.

Геохимия, гранитоиды, геохимические типы, коллизия, метаморфические толщи.

GEOCHEMISTRY OF EARLY PALEOZOIC GRANITOIDS OF THE BAIKAL REGION AND THEIR GEODYNAMIC SETTING EXEMPLIFIED BY THE KHAMAR-DABAN RIDGE AND OLGHON ISLAND

V.S. Antipin, N.V. Gorlacheva, and V.A. Makrygina

Comparative study of geological and isotope-geochemical features of the Early Paleozoic granitoids of the Khamar-Daban Ridge and Olkhon Island located in the Baikal region has revealed their close age and composition. Besides, they were referred to as syncollisional *S*-type formations derived from gneiss-schistose substratum of metamorphic sequences.

Granitoids of the Solzan massif in the Khamar-Daban Ridge, as well as the Sharanur complex on Olkhon Island, occur in the autochthonous and allochthonous facies. They primarily consist of migmatites, plagiogranites, gneiss granites, and K–Na-granites. The igneous rocks of the Sharanur complex include subalkaline granosyenites and quartz syenites spatially proximal to K–Na-granites. In the north of the island we investigated alkaline syenites which might be related to the Budun massif of basic rocks. On Olkhon Island in the Tashkiney valley, the surveyors recognized the geochemical type of pegmatoid rare-metal granites bearing beryllium mineralization. As was found, they are distinguished from Be-muscovite and spodumene pegmatites of the Khamar-Daban by high Rb, Cs, Sn, Nb, Ta, and W but low Li concentrations, which is probably due to Li-enrichment in the protolith of the Kornilova Formation relative to the Olkhon sequence. This points to the inheritance of the protolith composition at all stages of syncollisional granite formation.

The geochemical study has shown similarity of calc-alkaline and subalkaline granitoids of the Khamar-Daban Ridge and Olkhon Island and their affinity in age and average composition of the regional continental crust. In addition, it has revealed the evidence for the existence of the Olkhon–Khamar-Daban block occurring as a single terrane in the Baikal region.

Geochemistry, granitoids, geochemical types, collision, metamorphic sequences

ВВЕДЕНИЕ

Южное складчатое обрамление Сибирского кратона характеризуется масштабным развитием фанерозойского внутриплитного гранитоидного магматизма, представленного интрузивными комплексами с различными вещественными характеристиками. Внутриплитные гранитоиды Центральной Азии в

последние годы привлекали наибольшее внимание исследователей в связи с возможностью расшифровки коровых и мантийных источников в процессах гранитообразования и выявления потенциально рудоносных типов этих пород. Меньшее значение придавалось тому факту, что формирование структуры и, соответственно, магматизма в прибайкальской части Центрально-Азиатского складчатого пояса в значительной мере связано с раннепалеозойскими аккреционно-коллизийными событиями, сопровождавшими закрытие Палеоазиатского океана [Добрецов, Буслов, 2007; Дистанова, 2013]. Следствием этих процессов стало развитие зональных метаморфических поясов и сопровождавших их автохтонных и аллохтонных гранитоидных комплексов, которые в петролого-геохимическом отношении изучены недостаточно. Наибольшее развитие указанные комплексы получили в Южном (хр. Хамар-Дабан) и Западном (Ольхонский регион) Прибайкалье, где авторами статьи были проведены детальные геолого-геохимические исследования на примере модельных объектов раннепалеозойского гранитоидного магматизма. В качестве таких объектов в статье рассмотрены Солзанский массив хр. Хамар-Дабан и шаранурский комплекс о. Ольхон.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ СОЛЗАНСКОГО МАССИВА

В отличие от Восточного Прибайкалья, где преимущественное распространение имеют гранитоиды крупнейшего в Центральной Азии Ангаро-Витимского батолита, формирующиеся в интервале 340—270 млн лет [Ярмолюк и др., 1997; Антипин и др., 2006; Цыганков и др., 2007], магматизм Хамардабанской провинции характеризуется большим разнообразием вещественных типов гранитоидов и широкими вариациями их геологического возраста. К западу от Ангаро-Витимского батолита в пределах хр. Хамар-Дабан гранитоидные массивы (Переемнинский, Хонзуртайский) представлены субщелочными породами: от монцодиоритов до кварцевых сиенитов и лейкогранитов, которые секут протерозойские и нижнепалеозойские метаморфические образования. По Rb-Sr изохронным данным сиениты Хонзуртайского массива являются раннекарбоновыми образованиями и формировались 331.6 млн лет назад [Казимировский, 2006].

Позднепалеозойский магматизм в Хамар-Дабанской провинции выражается развитием и редкометалльных пород, объединяемых в Уругудей-Утуликский интрузивно-дайковый пояс гранитоидов среди докембрийских метаморфических толщ. В состав пояса входят многофазные интрузии редкометалльных гранитов (Харагульская, Биту-Джидинская и Уругудеевская) с площадью выхода пород около 10 км² и возрастом их формирования от 311 до 321 млн лет. Ранние фазы интрузий образованы биотитовыми, обычно флюоритсодержащими гранитами, которые на позднем этапе сменяются типично редкометалльными топазсодержащими амазонит-альбитовыми гранитами. В субвулканической фации мощные дайки субщелочного состава (монцитит-порфиры, гранит-порфиры, эльваны) сменяются онгонитами, топазовыми риолитами и топазитами, которые иногда служат цементом в эруптивных и флюидно-эксплозивных брекчиях [Антипин, Перепелов, 2011].

Судя по единичным определениям возраста, раннепалеозойские гранитоиды достаточно широко проявлены в пределах Хамар-Дабана. Например, для сиенитов Быстринского массива в Юго-Западном Прибайкалье был получен Rb-Sr возраст в 511 ± 11 млн лет [Левицкий, Плюснин, 1991], позднее U-Pb методом по цирконам из аляскитовых гранитов определена цифра 477.3 ± 5.3 млн лет [Резницкий и др., 2000]. По гранитоидам Солзанского массива ранее был установлен Rb-Sr методом возраст в 519 ± 26 млн лет [Макрыгина и др., 1987]. Нами были проведены новые геохронологические и петролого-геохимические исследования этого массива в качестве модельного объекта коллизийного магматизма в регионе. Он является наиболее представительным крупным телом гранитоидов и протягивается в субширотном направлении на 26 км при ширине от 1.5 до 5 км. Солзанский массив расположен в крыле узкой синклинали структуры, сложенной высокоглиноземистыми метапелитами корниловской и основными сланцами шубутуйской свиты хамардабанской серии (рис. 1). Они претерпели зональный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии, изограды которого пересекают простирания пород. Степень метаморфизма меняется от биотит-хлоритовой зоны зеленосланцевой до ортоклаз-силлиманитовой зоны амфиболитовой фации в интервале температур 400—720 °С и давлений 3.5—5.5 кбар [Макрыгина, 1981]. В породах амфиболитовой фации развита метаморфическая дифференциация с образованием плагио- и калишпатовых полосчатых мигматитов. В зонах повышенной проницаемости происходит частичное плавление субстрата с образованием небольших тел гранитогнейсов.

Восточная часть массива залегает среди метаморфических пород амфиболитовой фации и имеет сложные извилистые очертания. Здесь развиты гранодиоритогнейсы и граниты с амфиболом, биотитом или гранатом в зависимости от того, в гнейсах какого состава они залегают. В пределах диопсидовых и куммингтонит-биотитовых сланцев шубутуйской свиты в гранитах появляется амфибол и гранат, в гнейсах корниловской свиты выплавки имеют состав биотитовых гранитов. По периферии они переходят в гранат-биотитовые лейкограниты, послойно внедрившиеся во вмещающие породы (рис. 2). Геологичес-

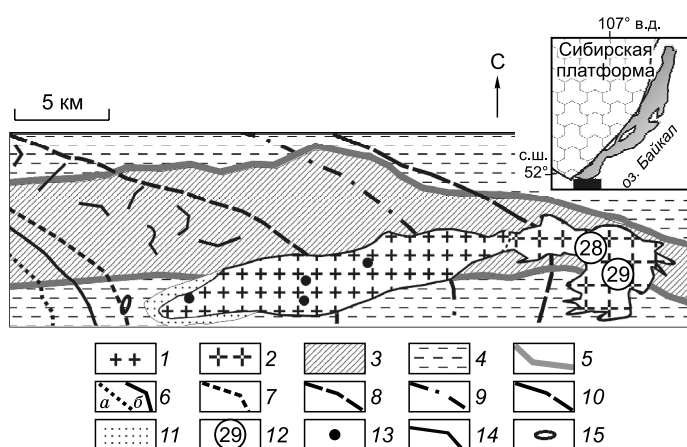


Рис. 1. Геологическое положение и строение Солзанского массива (хр. Хамар-Дабан) [Макрыгина и др., 2013].

1 — аллохтонные граниты, 2 — параавтохтонные граниты, 3 — основные сланцы шубутуйской свиты, 4 — глиноземистые сланцы корниловской свиты, 5 — углеродистые известняки в основании шубутуйской свиты. Изограды метаморфизма: 6 — граната (а) и андалузита (б), 7 — андалузита, 8 — ставролита, 9 — фибролита и плаггиомигматизации, 10 — ортоклаза; 11 — кордиеритовые роговики, 12 — пробы, датированные U-Pb на SHRIMP-II, 13 — остальные пробы гранитов, 14 — берилл-мусковитовые и 15 — сподуменовые пегматиты. На врезке — положение района исследований.

кие взаимоотношения свидетельствует о параавтохтонном залегании восточной части Солзанского массива. В западном направлении тело гранитов внедряется вдоль нарушения на 15 км по латерали, косо пересекая вмещающие сланцы и гнейсы, а также изограды метаморфизма вплоть до андалузит-ставролитовой зоны. При внедрении западной части интрузии в более низкотемпературные зоны в экзоконтакте образуются кордиеритовые роговики (см. рис. 1).

Таким образом, гранитоиды Солзанского массива проявлены в автохтонной и аллохтонной фациях и представлены мигматитами, плаггиогранитогнейсами, гранитогнейсами и лейкогранитами. Последние U-Pb датировки (SHRIMP-II) были сделаны по цирконам двух проб биотитовых и гранат-биотитовых гранитов из восточной части массива — GR-28 и GR-29 (E104°00'49'', N51°19'48'', на левом и правом берегу р. Хара-Мурин соответственно). Часть цирконов представлена прозрачными удлиненными (4.0—2.5 × 1) кристаллами с включениями игольчатого апатита, рудного минерала и полностью раскристаллизованных расплавных включений (рис. 3, 1; 3, 5). Другие зерна трещиноваты, иногда представлены обломками и содержат абсолютно черные в режиме катодolumинесценции, насыщенные ураном ядра, непригодные для измерений (см. рис. 3; 2, 3).

Локальное U-Pb датирование цирконов было проведено аналитиком Е.Н. Лепехиной на прецизионном вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по общепринятой методике [Williams, 1998]. Включения в цирконах изучены Е.В. Толмачевой [Макрыгина и др., 2013]. Изображения цирконов в режиме катодolumинесценции показывают магматическую зональность, присущую минералу, и расположение точек измерения в пределах зерен (см. рис. 3, 4). Конкордантные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты, полученные по 10 точкам для каждой пробы, составили 513.6 ± 4.2 млн лет в GR28 (рис. 4) и 503 ± 4 млн лет в GR29 соответственно. Погрешность единичного измерения (2σ) составила около 2 % (табл. 1).

После изучения участков изотопных измерений в обеих пробах возраст был скорректирован: 3 точки были отбракованы как имеющие ксеногенные включения, а по наиболее надежным 18 точкам для двух проб конкордантный возраст равен 505.4 ± 3.1 млн лет (рис. 5). Несмотря на разброс значений, на гистограммах (рис. 6) видно, что возрастнe метки ядер цирконов четко отделены от значений внешних оболочек. Разница небольшая — 5—15 млн лет, но она устойчива и свидетельствует о постепенной, растянутой во времени кристаллизации гранитного расплава в условиях декомпрессии блока. Декомпрессия подтверждается как нарастанием оболочек с флюидными (газовыми) включениями (в отличие от ядер с расплавными включениями, по данным Е.В. Толмачевой), так и внедрением остаточных гранитоидных расплавов по трещинам в центральные части более ранних магматических цирконов, что хорошо видно на фотографии (см. рис. 3, 7). Средний возраст центральных частей магма-



Рис. 2. Пластовое залегание апофиз лейкогранитов в восточной части Солзанского массива с выходами гнейсов в эрозионных окнах.

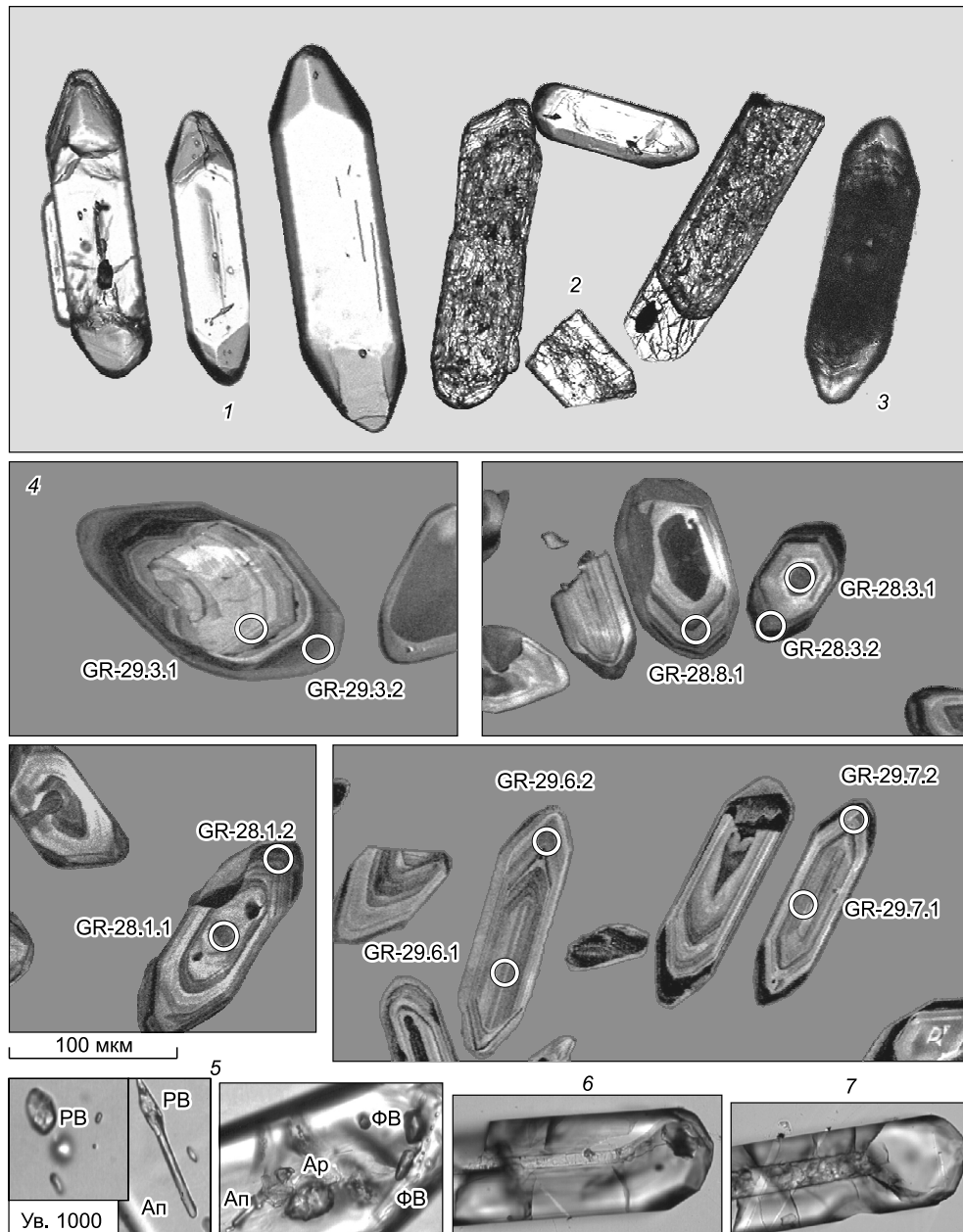


Рис. 3. Кристаллы цирконов проб GR-28 и GR-29.

1—3 — в оптическом изображении: 1 — прозрачные длинные, 2 — трещиноватые, 3 — с черными, богатыми ураном ядрами; 4—7 — в катодоллюминесцентном режиме: 4 — расположение точек измерений, крупное зерно с включением ксеногенного циркона, 5 — цирконы с расплавными (РВ) и флюидными (ФВ) включениями и иглами апатита (Ап), 6, 7 — проникновение остаточных расплавов в центральные зоны цирконов.

тических цирконов составляет 513—516 млн лет, что вполне сопоставимо с более ранними определениями возраста гранитов Rb-Sr методом — 519 ± 24 млн лет [Макрыгина и др., 1987].

Трещиноватые цирконы и их обломки, видимо, являются ксеногенными, захваченными из субстрата. В двух зернах циркона пр. GR-28 (точки 8.1 и 3.1) ядра ксеногенных цирконов сильно корродированы флюидом-расплавом, на их поверхности наблюдается тонкая оболочка с флюидными включениями. Возраст данных зерен 528.7 ± 6.4 и 529.7 ± 6.7 млн лет. Можно предположить, что это самое начало кристаллизации расплава, еще не полностью гомогенизированного. В одном цирконе пр. GR-29.3.1 в центре наблюдается обломок ксеногенного зонального циркона, повернутый относительно нарастаю-

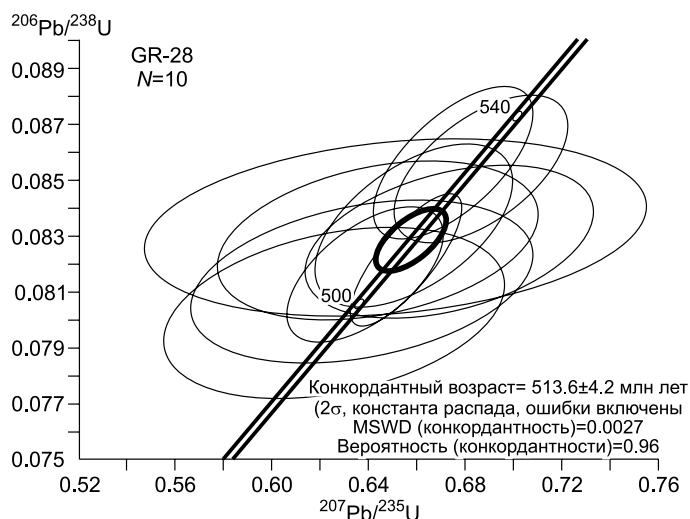


Рис. 4. U-Pb конкордия для 10 точек пробы цирконов GR-28.

шей оболочки (см. рис. 3, 4). Возраст его (779 ± 12 млн лет) значительно отличается от всех измеренных образцов. Вмещающие Солзанский массив гнейсы были ранее датированы Rb-Sr методом, но дали неоднозначные возрасты. Низкотемпературные гнейсы и сланцы легли на изохрону с возрастом 564 ± 24 млн лет, а высокотемпературные гнейсы на продолжении тех же пластов образовали изохрону с возрастом 710 млн лет [Макрыгина и др., 1987]. Такие значения возраста характерны только для сумсунурских гранитоидов и сархойских вулканитов [Куз-

мичев, 2004]. При этом обе изохроны имеют достаточно низкое одинаковое начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0.7034 \pm 6$. Возраст 564 млн лет можно интерпретировать как возраст метаморфизма. Но почему сохранился более древний возраст в высокотемпературных гнейсах? Этот парадокс мы пытались объяснить преобладающим выносом Rb при плаггиомигматизации, которая предвещает анатексис [Макрыгина и др., 1987]. С другой стороны, изучение литологии пластов говорит об увеличении сноса кислого древнего материала в этой части Утуликской синклинали с Сибирского кратона или с Гарганской глыбы. Возможно, с этим связано появление обломочных цирконов с древними датировками в частичных выплавах гранитного материала.

Таблица 1. Результаты U-Pb SHRIMP-II исследований цирконов из проб GR-28 и GR-29

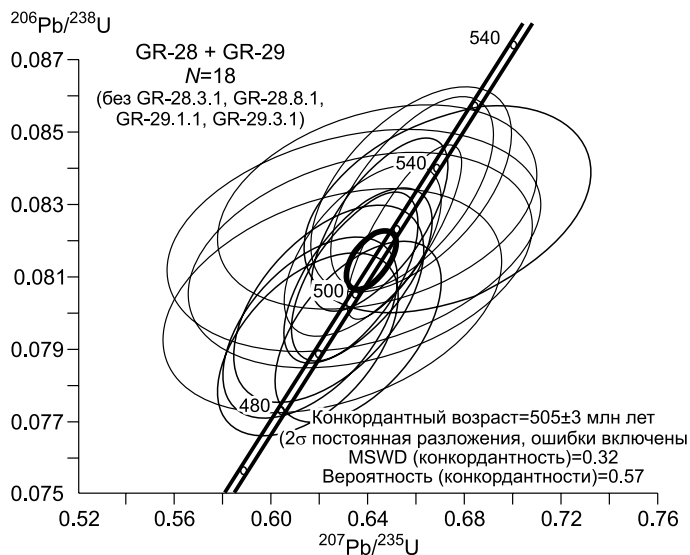
№ точки	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, %	U Th		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	K_c
		г/г	г/г										
GR-28.1.1c	0.15	448	152	0.35	32.2	516.6 ± 6.9	0.05730	2.2	0.659	2.6	0.0834	1.4	0.545
GR-28.1.2r	0.20	1273	126	0.10	89.5	506.2 ± 5.9	0.05674	1.7	0.639	2.1	0.0817	1.2	0.591
GR-28.2.1r	0.34	203	76	0.39	14.2	504.3 ± 7.1	0.05690	4.3	0.638	4.6	0.0814	1.5	0.321
GR-28.3.1c	0.06	623	173	0.29	45.9	529.7 ± 6.7	0.05722	1.5	0.676	2.0	0.0856	1.3	0.649
GR-28.3.2r	0.24	4086	261	0.07	289	509.2 ± 5.8	0.05788	0.85	0.656	1.5	0.0822	1.2	0.811
GR-28.4.1c	0.26	165	77	0.48	11.8	513.1 ± 6.7	0.05900	3.3	0.674	3.6	0.0828	1.4	0.375
GR-28.5.1r	0.38	123	89	0.74	8.53	497.9 ± 7.5	0.05660	4.4	0.626	4.6	0.0803	1.6	0.336
GR-28.6.1c	0.44	138	82	0.62	9.93	516.1 ± 7.7	0.05670	6.4	0.652	6.6	0.0833	1.6	0.237
GR-28.7.1c	0.40	231	171	0.77	16.5	513.2 ± 6.8	0.05650	4.0	0.645	4.2	0.0829	1.4	0.327
GR-28.8.1c	0.10	423	153	0.37	31.1	528.7 ± 6.4	0.05830	1.8	0.687	2.2	0.0855	1.3	0.586
GR-29.1.1c	0.18	240	171	0.73	17.3	518.2 ± 6.3	0.05840	2.5	0.674	2.8	0.0837	1.3	0.447
GR-29.2.1r	0.06	635	167	0.27	44.2	501.9 ± 5.9	0.05681	1.4	0.634	1.8	0.0810	1.2	0.660
GR-29.3.1c	0.25	82	42	0.53	9.03	779 ± 12	0.06470	3.3	1.146	3.6	0.1284	1.6	0.437
GR-29.3.2r	0.00	485	3	0.01	33	492.9 ± 6	0.05810	1.9	0.637	2.2	0.0795	1.3	0.560
GR-29.4.1r	0.17	400	133	0.34	27.2	490.5 ± 6	0.05650	2.1	0.616	2.5	0.0791	1.3	0.513
GR-29.5.1r	0.06	793	211	0.27	55.3	502.2 ± 5.9	0.05708	1.4	0.638	1.9	0.0810	1.2	0.650
GR-29.6.1r	0.00	246	109	0.46	16.9	497.2 ± 6.8	0.05650	2.2	0.625	2.6	0.0802	1.4	0.535
GR-29.6.2r	0.14	406	120	0.31	27.8	493.7 ± 6.3	0.05620	2.1	0.617	2.4	0.0796	1.3	0.543
GR-29.7.1r	0.51	217	106	0.51	15.4	508.8 ± 7.2	0.05610	4.7	0.635	5.0	0.0821	1.5	0.296
GR-29.7.2c	0.07	580	130	0.23	41.5	515.7 ± 6.3	0.05751	1.7	0.660	2.1	0.0833	1.3	0.611
GR-29.8.1c	0.10	1007	240	0.25	71.4	510.5 ± 6.1	0.05687	1.3	0.646	1.8	0.0824	1.2	0.688

Примечание. Ошибки приведены для интервала 1-сигма; Pb_c and Pb* — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно; поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb ; с — центр, г — край; ошибка калибровки стандарта 0.50 %; K_c — коэффициент корреляции ошибок.

Рис. 5. U-Pb конкордия для 18 точек проб цирконов GR-28, GR-29.

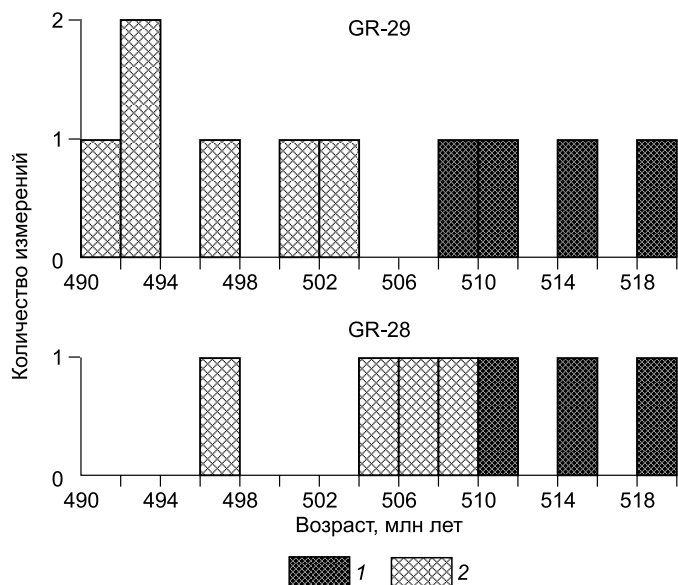
Таким образом, локальные U-Pb датировки на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II показали: 1) что чисто магматические цирконы гранитных выделов в Солзанском массиве начали кристаллизоваться 516—513 млн лет назад, и завершился этот процесс после декомпрессии 505—490 млн лет назад; 2) ксеногенные цирконы не переработаны полностью процессом анатексиса и представлены: а) метамиктными, по-видимому, древними черными цирконами, богатыми ураном; б) ксеногенными цирконами с возрастными от 530 до 780 млн лет, в разной мере переработанными флюидами и остаточными расплавами [Макрыгина и др., 2013].

Механизмом образования массива является частичное плавление в условиях температур высокой амфиболитовой фации при снижении давления с незначительным перемещением не полностью гомогенизированного расплава. По значениям возраста и особенностям состава граниты Солзанского массива Хамар-Дабана относятся к типичным синколлизийным образованиям, сформированным путем плавления гнейсов хамардабанской серии.



ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ И ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ ШАРАНУРСКОГО КОМПЛЕКСА О. ОЛЬХОН

В Западном Прибайкалье выделен Ольхонский регион, который занимает часть западного побережья оз. Байкал и о. Ольхон, сложен вулканогенно-осадочными породами ольхонской и ангинской толщ и является частью крупного Ольхон-Хамардабанского террейна [Макрыгина и др., 2007]. Время образования пород считается верхнерифейским, и они претерпели зональный метаморфизм от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фаций. Среди гранитоидных пород на о. Ольхон ранее был выделен шаранурский комплекс [Павловский, Ескин, 1964; Куклей, 1988], название которого дано по оз. Шара-Нур, где в центральной части острова установлен наиболее крупный гранитогнейсовый купол с проявлениями гранитоидных выделов. Поскольку породы характеризуются разнообразием минерального состава и структурных соотношений, то была поставлена задача геохимического изучения всех разновидностей гранитоидов этого комплекса. Шаранурский комплекс представлен мигматитами, гранитогнейсами, автохтонными гранитами, жилами гранитов и гранит-пегматитов. Совместное проявление мигматитов,



гранитогнейсов и автохтонных гранитов ярко выражено в структуре Приольхонья и о. Ольхон своеобразными купольными зонами с многочисленными мелкими куполами [Федоровский и др., 1993]. В их краевых частях преобладают гнейсы, сланцы и мигматиты, а в центральных — развиты биотитовые лейкограниты. Гранитоиды обычно образуют сплошные или кососекущие жильные тела. Процесс гранитизации осуществлялся здесь на фоне характерных для позднего этапа развития коллизийных зон интенсивных сдвиговых движений.

Рис. 6. Гистограммы распределения возрастов ядер (1) и внешних оболочек (2) цирконов из проб GR-28 и GR-29 массива Солзан.

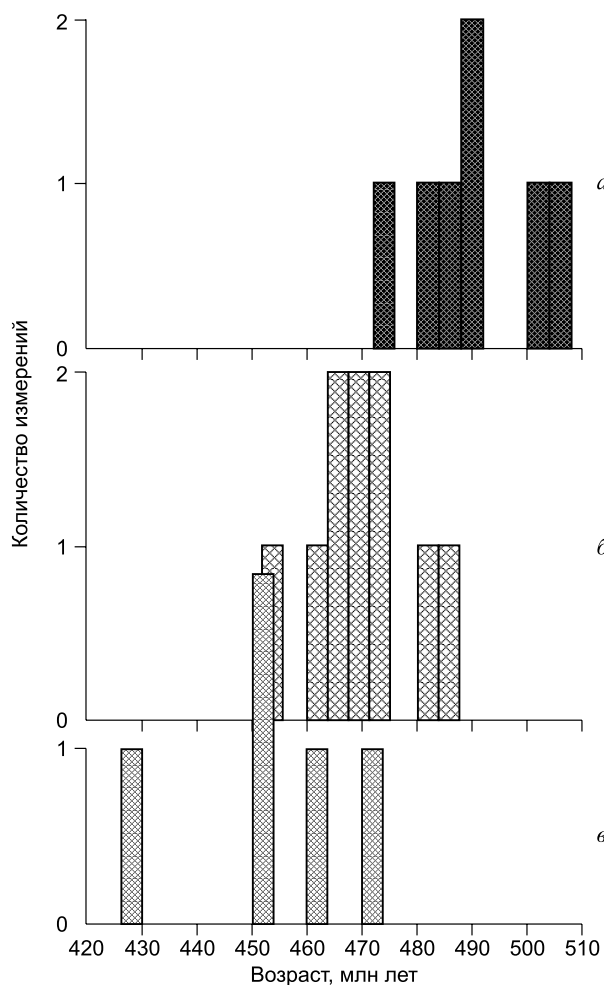


Рис. 7. Гистограммы распределения возрастов ядер (*а*) и внешних оболочек (*б, в*) цирконов из пр. ПО2519, Шаранурский гранитогнейсовый купол.

Возраст гранулитовых комплексов на о. Ольхон (мыс Хобой) 498 ± 7 млн лет [Гладкочуб и др., 2010], в Приольхонье 495 ± 5 млн лет [Макрыгина и др., 2010; Владимиров и др., 2011], а возраст Шаранурского гранитогнейсового купола, определенный U-Pb методом (SHRIMP-II), составляет 477 ± 3 млн лет [Макрыгина и др., 2010]. Однако возраст ядер цирконов (начало кристаллизации) составляет 505 ± 12 — 502 ± 11 млн лет (рис. 7). Как и в Солзанском массиве, в ядрах цирконов Е.В.Толмачевой зафиксированы раскристаллизованные расплавные включения, сменяющиеся в оболочках расплавными включениями со стеклом, что свидетельствует о взбросодвиговых движениях блока с кристаллизующимся расплавом — декомпрессии [Макрыгина и др., 2010]. В юго-западной части острова по циркону был определен U-Pb возраст кварцевых сиенитов, который составил 495 ± 6 млн лет [Гладкочуб и др., 2010] и близок по времени формирования к шаранурским гранитоидам.

В 2010—2012 гг. на о. Ольхон нами изучались породы Шаранурского, Ташкинейского и Юго-Западного массивов, и ряд небольших выходов гранитоидов в северной и западной частях острова. На юго-западе в районе бухты Колокольня закартированы различные по вещественному составу выходы

гранитоидов (см. рис. 8, *а*), залегающие среди гнейсов, иногда переслаивающихся с мраморами и кристаллическими сланцами вмещающей толщи. В гнейсах фиксируется развитие близких им по составу жильобразных тел плагиогранитов и мигматитов, часто с гнейсовидной текстурой и нередко с постепенными переходами между этими породами. Эти образования являются автохтонной фацией гранитного магматизма. Однако наибольшее распространение здесь имеют нормальные биотитовые, либо амфиболбиотитовые, иногда порфирировидные граниты, образующие довольно крупные аллохтонные массивы вдоль юго-западного побережья о. Ольхон. Об их интрузивной природе свидетельствуют резкие контакты гранитов с породами вмещающей толщи, а также проявление небольших межпластовых тел мелкозернистых лейкогранитов, вероятно, являющихся поздними дифференциатами более крупных интрузий гранитоидов (см. рис. 8, *а*). В петрографическом отношении как биотитовые граниты, так и лейкограниты сложены альбит-олигоклазом, щелочным полевым шпатом, биотитом и кварцем, а в качестве акцессорных минералов чаще всего присутствуют гранат, апатит, циркон, сфен и ортит.

В районе бухты Колокольня наряду с гранитами выявлены небольшие интрузии среднезернистых граносиенитов и кварцевых сиенитов, которые, по-видимому, по времени формирования близки к шаранурским гранитам, так как не имеют зон закалки на контакте с последними. Их выходы протягиваются от мыса Уншуй на юге до пади Ташкиней на севере. Это массивные или слабогнейсовидные амфиболсодержащие породы с малым количеством кварца, железистого биотита и остатками пироксена, замещаемого гастингситом. Полевые шпаты в них представлены андезином № 25 и щелочным полевым шпатом с 5—10 % альбитового минала. Для пород граносиенит-сиенитового состава источником расплава могли быть амфиболиты, которые являются для них вмещающими и встречаются в них в виде ксенолитов. В этих породах отмечается тот же набор акцессорных минералов, что и в гранитах. Граносиениты и кварцевые сиениты обычно пространственно сближены с шаранурскими гранитоидами и встречаются в других крупных массивах исследуемого комплекса. Например, эти субщелочные образования закартированы в верховьях пади Ташкиней, где также впервые на о. Ольхон было обнаружено протяженное зональное с апофизами тело крупносреднезернистых пегматоидных гранитов с бериллиевой минерализацией в его центральной части (см. рис. 8, *б*). Указанное жильное тело имеет протяженность до 200 м,

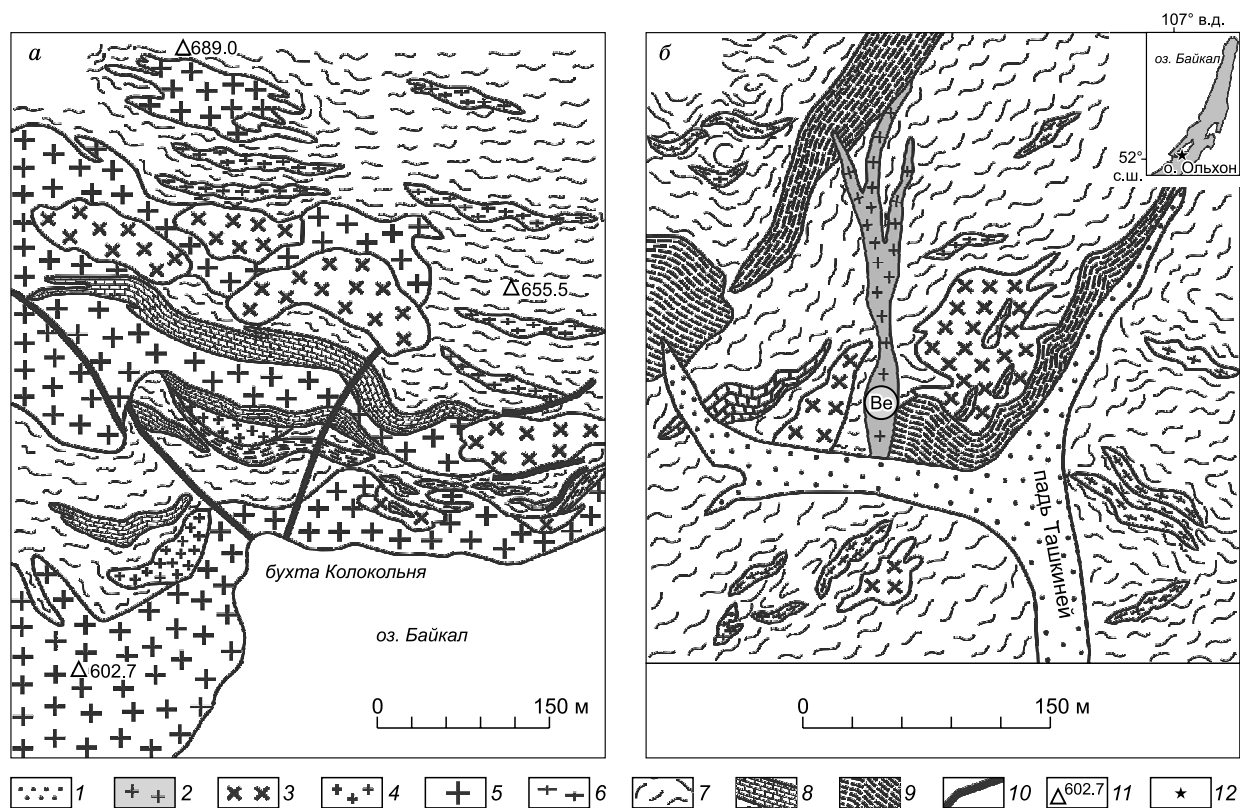


Рис. 8. Схема геологического строения юго-западной части о. Ольхон (район бухты Колокольня (а) и пади Ташкиней (б)) [Антипин и др., 2011, 2012].

1 — четвертичные отложения, 2 — редкометалльные пегматоидные граниты, 3 — среднезернистые граносиениты, кварцевые сиениты, 4 — мелкозернистые лейкограниты, 5 — крупно- и среднезернистые часто гнейсовидные гранитоиды, 6 — плагиограниты, плагиомигматиты, 7 — средне-, крупнозернистые гнейсы, 8 — мраморизованные известняки, 9 — кристаллические сланцы, амфиболиты, 10 — разломы, 11 — отметки высот, 12 — местоположение района на о. Ольхон (врезка).

а его мощность варьирует от первых метров до 20 м. Оно имеет субмеридиональное простирание и внедрилось, вероятно, по зоне разлома в породах гнейсосланцевой толщи. Структура пород меняется от мелкосреднезернистых лейкогранитов в эндоконтактовой зоне до среднекрупнозернистых с гранофировыми сростаниями кварц-полевошпатового состава в центральной части жильного тела. В его южном окончании выявлен крупный шпир гигантозернистых пегматоидных гранитов, в которых, наряду с полевыми шпатами и кварцем, отмечаются скопления зерен рубиново-красного граната (до 0.5 см в диаметре), часто в ассоциации с биотитом, и агрегаты кристаллов берилла размером от 0.5—1.0 до 3—6 см. Цвет берилла варьирует от голубовато-зеленого до изумрудно-зеленого.

Наряду с установленным в процессе изучения и картирования петрографическим разнообразием гранитоидных пород о. Ольхон от мигматитов-плагиогранитов до нормальных гранитов, граносиенитов и щелочно-полевошпатовых пегматоидных редкометалльных гранитов в северной части Ольхона (мыс Будун), были исследованы щелочные сиениты, которые также ранее относились к шаранурскому гранитоидному комплексу. Минеральный состав этих пород варьирует довольно широко: от биотит-щелочно-полевошпатовых сиенитов до пироксен-амфиболовых и шпинель-нефелиновых разновидностей. Массив обнажен плохо и залегает в обычных гнейсах, сланцах и гранитогнейсах. Примерная площадь его 200 × 300 м. В южной части сиениты контактируют с десилицированным корундовым пегматитом, а на юго-западе — с крупным телом сиенит-пегматита, с крупными кристаллами ортита и ксенолитами эпидотизированных пироксенитов. Последние свидетельствуют о возможной связи сиенитов с расположенным южнее Будунским основным массивом.

Таким образом, анализ геолого-петрографических особенностей гранитоидов о. Ольхон и их взаимоотношений показывает большее число разновидностей пород по сравнению с гранитоидами Солзанского массива Хамар-Дабанской провинции. Среди пород, объединяемых шаранурским комплексом, выделены следующие типы: 1) плагиограниты (жильные, часто межпластовые согласные тела); 2) био-

титовые или амфибол-биотитовые, часто гнейсовидные гранитоиды (крупные массивы, либо жильные тела лейкогранитов, обычно аллохтонных, реже автохтонных гранитоидов, залегающих среди гнейсов); 3) редкометалльные микроклин-альбитовые граниты (протяженные жильные тела пегматоидных гранитов мощностью до 10—20 м); 4) амфиболовые и биотит-амфиболовые граносиениты и кварцевые сиениты (небольшие интрузивные тела среди сланцев, гнейсов и гранитоидов); 5) щелочные сиениты с биотитом, нефелином и шпинелью (массив на м. Будун).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОГО И ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Аналитические методы. Силикатные анализы выполнены классическим химическим методом (аналитик Г.А. Погудина) и РФА (аналитик А.Л. Финкельштейн) по стандартной методике [Afonin et al., 1992] с ошибкой 0.5—5.0 %; щелочные элементы выполнены методом фотометрии пламени с ошибкой 5—10 %, Л.В. Алтуховой, С.И. Шигаровой, И.М. Хмелевской; редкие элементы определялись количественным атомно-эмиссионным методом В.А. Русаковой, О.М. Чернышевой, С.С. Воробьевой, О.В. Зарубиной и др. с ошибкой 10—20 %. РЗЭ проанализированы методом ICP-MS Г.П. Сандимировой, Л.А. Чувашовой и Е.В. Смирновой ($\sigma \pm 5—10\%$). Все анализы проводились по стандартным методикам с использованием аттестованных стандартов [Geostandards..., 1994].

Охарактеризуем все главные выделенные типы раннепалеозойских гранитоидов и щелочных пород Хамар-Дабана и Ольхона на основе новых петрохимических и геохимических данных. Петрохимические вариации составов гранитоидов исследуемых комплексов Прибайкалья хорошо видны на классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})—\text{SiO}_2$ (рис. 9, а). Они включают породы нормальной щелочности, субщелочные гранитоиды, а также образования щелочной серии. Соответственно породы хамардабанского и шаранурского комплексов характеризуются широкими вариациями отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (см. рис. 9, б). Мигматиты и плагиограниты хр. Хамар-Дабан и о. Ольхон относятся обычно к серии нормальной щелочности, являются существенно натриевыми породами, а по сумме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и соотношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ они образуют общее поле с вмещающими их гнейсами. В наиболее распространенных автохтонных и аллохтонных гранитах Солзанского массива ($\text{K}_2\text{O} = 2.96—6.16$; $\text{Na}_2\text{O} = 2.29—4.18$) и шаранурского комплекса ($\text{K}_2\text{O} = 2.94—8.5$; $\text{Na}_2\text{O} = 2.08—5.25$) содержание K_2O выше, чем Na_2O , либо эти породы имеют отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, близкое к 1 (табл. 2, 3; см. рис. 9). По составу и петрохимическим характеристикам эти граниты достаточно близки к коллизионным гранитоидам других провинций (Гималаи, Испания) и относятся к известково-щелочной, либо к субщелочной сериям магматических пород.

Наиболее широкие вариации составов установлены в породах шаранурского комплекса (см. табл. 3), однако каждый выделенный тип пород занимает вполне определенное поле на классификационных диаграммах (см. рис. 9). В целом можно выделить три группы составов пород:

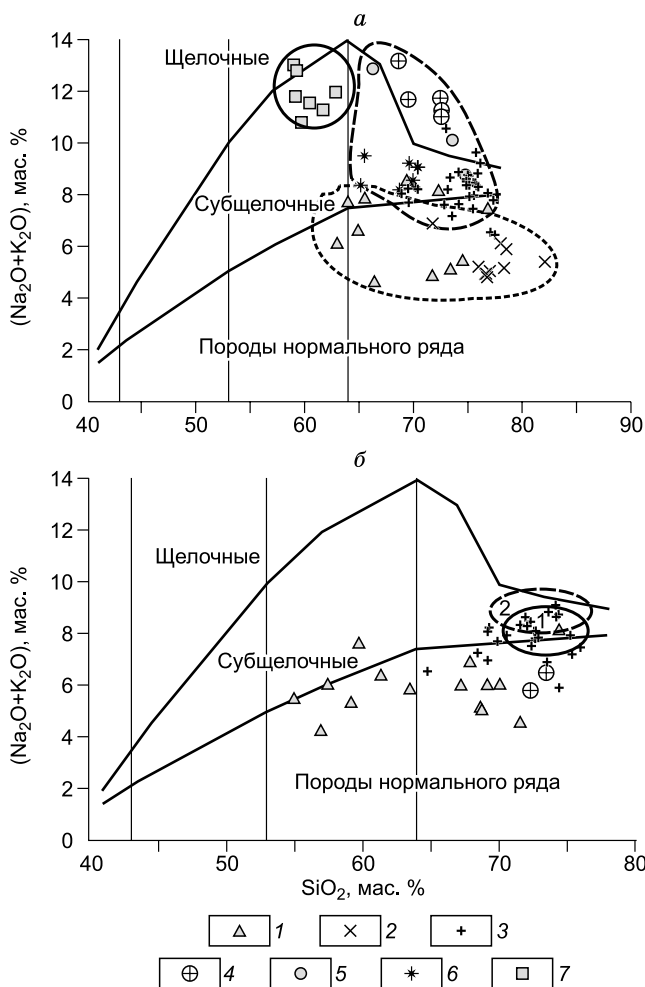


Рис. 9. Классификационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})—\text{SiO}_2$ для раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья.

а — о. Ольхон, б — хр. Хамар-Дабан: 1 — вмещающие гнейсы и сланцы, 2 — плагиограниты, плагиомигматиты, 3 — калий-натриевые гранитоиды, 4 — редкометалльные граниты и пегматиты (а — микроклин-альбитовые с бериллом, б — берилл-мусковитовые и сподуменовые), 5 — пегматоидные лейкограниты, 6 — субщелочные граносиениты и кварцевые сиениты, 7 — щелочные сиениты. На рис. б выделены поля коллизионных гранитоидов: 1 — Испания, 2 — Гималаи.

Таблица 2. Химический состав раннепалеозойских гранитоидов и вмещающих пород хр. Хамар-Дабан (Солзанский массив)

Компонент	1 (7)	S ₁	2 (2)	3 (3)	4 (16)	S ₄	5 (21)	6 (1)
SiO ₂ , мас. %	66.89	3.7	69.90	73.23	72.89	2.14	73.63	72.46
TiO ₂	0.80	0.2	0.65	0.25	0.26	0.25	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	15.05	1.6	14.85	14.18	14.4	0.86	15.34	17.45
Fe ₂ O ₃	0.90	0.2	1.75	0.52	0.86	0.67	0.38	1.12
FeO	4.62	0.9	3.11	1.53	1.46	0.82	0.73	1.1
MnO	0.08	0.02	0.09	0.02	0.05	0.036	0.13	0.04
MgO	2.20	0.56	1.22	0.15	0.45	0.33	0.01	0.01
CaO	1.77	0.3	2.70	1.38	1.23	0.56	0.35	0.03
Na ₂ O	3.05	0.56	3.59	3.50	3.55	0.45	4.36	3.74
K ₂ O	2.90	0.3	2.15	4.50	4.42	0.97	2.17	2.09
P ₂ O ₅	0.13	0.03	0.17	0.09	0.17	0.1	0.34	0.12
П.п.п.	0.75	0.2	0.62	0.38	0.53	0.2	1.26	0.7
Сумма	98.40	0.2	100.20	99.35	99.74	0.7	98.37	98.87
Li, г/т	37.7	8	50.0	18.0	39.6	38.0	78	9300
Rb	72.6	42.5	62.8	85.0	101.7	62.3	251	840
Cs	2.0	0.7	3.0	—	2.8	1.9	11	62
Ba	523.4	191.1	589.8	405.6	645.7	407.0	71	—
Sr	192.7	37.2	307.8	105.2	152.7	85.7	97	—
Be	1.29	0.5	1.64	1.24	2.86	3.2	41	—
Sn	1.4	0.6	1.3	1.4	3.5	3.5	75	135
Pb	17.1	5.52	16.3	28.6	36.4	23.7	12	6.3
Zn	61.0	30.6	84.1	74.0	30.8	28.2	30	—
Cu	14.7	12.2	5.0	5.5	8.0	4.7	—	—
Co	22.4	5.35	13.0	2.0	11.0	19.7	0.5	—
Ni	14.7	11.6	27.4	5.6	8	14.8	6.4	—
Cr	13.0	26.5	87.7	—	9.8	20.2	6.9	—
V	136.0	52.6	37.0	13.9	13.6	10.9	5.6	—
Y	27.3	8.4	20.3	11.7	15.7	9.6	5.6	—
Nb	11.6	2.4	7.8	6.4	8.6	7.8	—	74.3
Ta	0.8	0.15	0.6	0.23	0.70	0.7	—	3.65
Zr	277	95.3	208	129	150	95.3	—	33
Hf	7.1	2.1	5.7	3.7	4.4	2.4	—	5
Th	10.3	3.6	8.6	10.3	13.3	10.8	—	—
U	2.57	0.9	1.87	1.8	2.72	1.2	—	—

Примечание. 1 — гнейсы, 2 — плагиограниты, мигматиты, 3 — гранитогнейсы, 4 — К-На известково-щелочные гранитоиды, 5 — редкометалльно-мусковитовые пегматиты, 6 — сподуменовый пегматит. В скобках — число проб, S_{1,4} — стандартное отклонение.

мигматиты и плагиограниты ($K_2O/Na_2O \geq 1$) — породы нормальной щелочности, К-На граниты, редкометалльные пегматоидные граниты ($K_2O/Na_2O \geq 1$) и граносиениты, кварцевые сиениты ($K_2O/Na_2O \geq 1$) — субщелочные гранитоиды и щелочные сиениты ($K_2O/Na_2O > 1$). Субщелочные граносиениты и кварцевые сиениты, как правило, существенно Na породы, но на приведенной диаграмме (рис. 10, а) занимают обособленное положение от полей плагиогранитов-мигматитов и щелочных сиенитов. В то же время необходимо подчеркнуть, что граносиениты и кварцевые сиениты продолжают эволюционный тренд составов шаранурских гранитоидов известково-щелочного и субщелочного рядов, подчеркивая их пространственную и, вероятно, генетическую связь. Щелочные сиениты образуют отдельную группу

Таблица 3. Химический состав раннепалеозойских гранитоидов и вмещающих пород шаранурского комплекса (о. Ольхон)

Компонент	1 (11)	S_1	2 (8)	S_2	3 (26)	S_3	4 (13)	S_4	5 (7)	S_5	6 (3)	7 (3)
SiO ₂ , мас. %	69.27	4.34	77.33	3.6	74.46	2.02	67.86	2.3	71.72	2.17	74.94	60.00
TiO ₂	0.46	0.24	0.14	0.16	0.16	0.09	0.23	0.08	0.07	0.02	0.08	0.19
Al ₂ O ₃	15.17	1.9	12.34	1.6	13.82	1.07	16.75	0.6	15.75	1.02	13.87	22.64
Fe ₂ O ₃	1.17	0.6	1.01	0.36	0.66	0.4	1.13	0.3	0.32	0.12	0.49	1.78
FeO	2.32	1.16	1.26	0.76	0.76	0.34	1.05	0.4	0.29	0.05	0.31	2.55
MnO	0.07	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.05	0.02	0.04	0.005	0.03	0.10
MgO	1.50	0.9	0.36	0.4	0.25	0.2	0.74	0.3	0.05	0.04	0.09	0.34
CaO	2.66	2.15	1.80	0.8	0.96	0.5	2.44	0.7	0.19	0.08	0.33	0.60
Na ₂ O	3.97	1.3	4.24	0.6	3.08	0.8	4.97	0.4	4.33	0.7	3.12	8.36
K ₂ O	2.56	2.15	1.21	0.8	5.26	1.17	3.84	0.5	6.92	1.07	5.98	3.49
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.03	0.04	0.05	0.03	0.09	0.05	0.03	0.02	0.02	0.08
F	0.05	0.02	0.04	0.01	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02
П.п.п.	0.57	0.2	0.35	0.18	0.48	0.14	0.60	0.2	0.14	0.11	0.49	0.59
Сумма	99.95	0.17	99.90	0.26	99.95	0.2	99.87	0.2	100.00	0.2	99.78	100.20
Li, г/т	11	7.1	10	4.5	8.3	4.16	11.5	2.14	10.0	5.43	4.7	8.7
Rb	59	45	36	29.1	114	56.2	61	12.3	1831	246.7	153	39
Cs	2	0	2	0	2	0	2	0	197.0	83.1	2	2
Ba	1212	742.6	579	358.7	1325	793.0	2039	653.2	234.1	358.0	451.6	250.0
Sr	506	316.0	249	200.3	479	457.2	1441	450.6	13.6	5.54	190.3	154.0
Be	0.95	0.5	1.1	0.54	1.3	0.87	1.7	0.35	398.0	606.3	1.56	2.7
Sn	1.4	0.8	1.0	0.6	1.4	1.48	1.2	0.32	38.0	19.0	0.39	7.8
W	2.7	4.3	1.5	2.1	3.24	6.25	1.5	1.5	96.0	53.8	2.15	0.14
Pb	17.2	7.8	12.2	7.6	28.5	9.7	23	2.1	93.0	13.4	35.3	12.2
Zn	45	35.0	32	24.6	27.4	36.9	32	13.0	20.0	6.9	13.8	268
Co	4.9	4.3	3.1	2.8	2.5	1.4	4.3	1.5	0.8	0.3	0.9	1.3
Ni	15.3	11.0	9.4	4.1	9.8	7.4	8.9	6.3	5.4	4.6	5.3	13.7
Cr	26	22.0	16.4	11.3	12.5	13.3	11.0	8.4	10.8	7.6	1.9	22.4
V	30	24.8	14.2	21.1	10.5	8.9	33	14.8	2.1	1.9	1.57	0.7
Y	9.2	8.9	12.7	11.3	11.7	17.8	10.5	3.6	65.8	36.3	2.82	6.6
Nb	6.22	6.34	5.3	4.18	6.8	11.4	6.3	2.8	69.1	25.3	4.2	45.3
Ta	0.4	0.74	0.3	0.3	0.43	0.8	0.42	0.26	46.0	23.2	0.18	3.5
Zr	160	46.5	139	74.3	136	77.6	173	50.5	26.0	7.6	94.6	2964
Hf	3.9	1.2	4.15	2.23	3.9	1.8	4.0	0.97	7.5	3.6	3.65	62
Th	6.6	4.06	5.7	5.4	12.6	11.6	10.3	3.0	21.8	10.1	23.0	7.4
U	0.8	0.66	0.83	0.8	2.4	5.1	1.3	1.13	8.6	2.03	6.6	4.3

Примечание. 1 — гнейсы; 2 — плагиограниты, мигматиты; 3 — K-Na известково-щелочные граниты; 4 — граносиениты и кварцевые сиениты; 5 — редкометалльные граниты; 6 — жильные лейкограниты, 7 — щелочные сиениты. В скобках — число проб, S_{1-5} — стандартное отклонение.

пород, которые имеют наиболее высокие содержания Na₂O (8.19—9.48) и одновременно обогащены K₂O (3.34—3.54), что характеризует их как высокощелочные образования, содержащие корунд и нефелин. Существенно калиевыми породами шаранурского комплекса (K₂O = 6.55—8.60) являются обнаруженные впервые на о. Ольхон жильные пегматоидные редкометалльные микроклин-альбитовые граниты с бериллиевой минерализацией (см. рис. 8, б), которые характеризуются также отличительными геохимическими особенностями (см. табл. 3).

Таким образом, выделенные по петрографическим и петрохимическим данным вещественные типы гранитоидов Ольхона, различаются составом и характером щелочности. По химическому составу и соотношению K₂O/Na₂O (см. рис. 10, а) мигматиты-плагиограниты и K-Na известково-щелочные гранитоиды близки к вмещающим их кристаллическим сланцам и гнейсам, что может быть связано с обра-

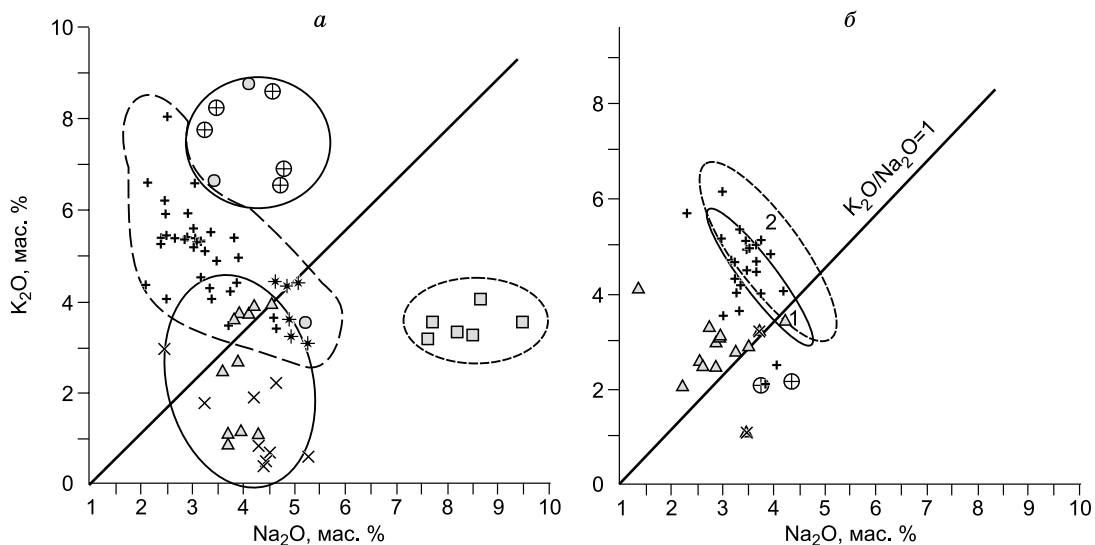


Рис. 10. Соотношение K_2O — Na_2O в раннепалеозойских гранитоидах Прибайкалья.

Усл. обозн. см. на рис. 9. На рис. *a* выделено поле редкометалльных пегматоидных гранитов.

зованием этих гранитоидов при плавлении древнего метаморфического субстрата ольхонской серии. Граносиениты и кварцевые сиениты, несмотря на их существенно Na состав, на классификационных диаграммах образуют общее поле с K-Na шаранурскими гранитами, что может свидетельствовать об их генетической близости. В то же время совершенно обособленное положение по вещественным характеристикам занимают щелочные сиениты м. Будун, которые не проявляют какой-либо связи с другими типами гранитоидов шаранурского комплекса и относятся к классу щелочных пород.

Нижнепалеозойские возрасты, а также общие геохимические особенности гранитоидов хамардабанского и шаранурского комплексов Прибайкалья указывают на сходство геодинамических условий их петрогенезиса. Тем не менее, судя по закономерностям распределения редких элементов на приведенных спайдер-диаграммах (рис. 11), геохимические черты вмещающих гранитоиды гнейсов обоих регионов заметно различаются. При достаточно близких к среднему составу континентальной коры содержаниях литофильных элементов в метаморфических толщах Хамар-Дабана существенно выше уровень средних содержаний лития, высокочargedных элементов и тяжелых редких земель, чем в гнейсах Ольхонского региона. По-видимому, состав и геохимические особенности вмещающих субстратов могли играть определяющую роль при анатектическом выплавлении гранитоидных магм, что уже отмечалось ранее [Макрыгина, Петрова, 1996]. Эта закономерность отчетливо проявляется на примере Солзанского массива, где особенности распределения почти всех элементов во вмещающих гнейсах практически повторяются в мигматитах-плагиигранитах (см. рис. 11, *a*). При этом в последних уровень содержания высокочargedных элементов и тяжелых редких земель заметно уменьшается. Эта геохимическая тенденция еще более отчетливо выражена на примере K-Na гранитов Солзанского массива, что подчеркивает единство процессов гранитообразования всей исследуемой серии. Уровень концентраций литофильных элементов в солзанских гра-

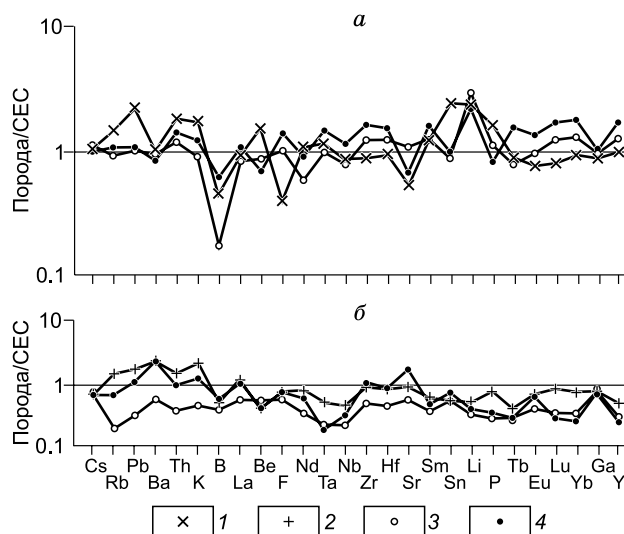


Рис. 11. Спайдер-диаграмма распределения редких элементов в мигматитах, гранитах и гнейсах Прибайкалья.

a — хр. Хамар-Дабан: граниты (1), плагииграниты, плагиимигматиты (3), гнейсы (4). *б* — о. Ольхон: граниты (2), плагииграниты, плагиимигматиты (3), гнейсы (4). СЕС — континентальная кора Китая.

нитах (K, Rb, Ba, Li, Pb, Th, Sn, Be) либо близок к среднему составу континентальной коры, либо несколько выше их средних концентраций. В то же время средние содержания в исследуемых гранитах бора и фтора резко понижены.

Выделенные типы гранитоидов о. Ольхон отчетливо различаются по редкоэлементным характеристикам, которые отражены в табл. 2 и на спайдер-диаграмме (см. рис. 11, б). К-Na гранитоиды шаранурского комплекса, представленные как автохтонной, так и аллохтонной фациями, по геохимическим характеристикам наиболее близки к среднему составу континентальной коры. Этот факт подчеркивает вероятность их формирования при анатектическом плавлении гнейсового субстрата Ольхонского террейна. В процессе их образования магматический расплав обогащается калием и соответственно — Rb, Ba и Pb, что видно на приведенной спайдер-диаграмме (см. рис. 11, б). В этом отношении они близки к коллизионным гранитоидам Высоких Гималаев, которые характеризуются повышенными содержаниями K, Rb, Ba, Pb по отношению к составу континентальной коры, как и изучаемые гранитоиды Прибайкалья.

Весьма показательно, что плагиомигматиты и плагиограниты практически по всем элементам повторяют форму графика нормированных содержаний, отмеченную для тренда К-Na гранитоидов, но на существенно более низком уровне концентраций всех элементов (см. рис. 11, б). Эти общие закономерности распределения элементов могут указывать на близкое анатектическое происхождение гранитоидов обоих типов, но из разных по составу и геохимическим особенностям коровых субстратов. Наиболее вероятно, что при мигматизации двупироксеновых, диопсидовых сланцев и амфиболитов формировались плагиомигматиты с дальнейшим выплавлением плагиогранитов. При мигматизации более кислого гнейсового субстрата степень последующего частичного плавления была выше, и формировались калишпатовые мигматиты, К-Na гранитоиды автохтонной фации, которые затем перемещались с образованием аллохтонных фаций в пределах гранитогнейсовых куполов. Полученные геохимические данные подтверждают сделанный ранее вывод о локально-очаговом развитии гранитообразующих процессов в пределах отдельных тектонических пластин, образованных различными по составу протолитами в обстановке коллизии [Макрыгина, Петрова, 1996].

Аномальными геохимическими особенностями обладают выявленные впервые на Ольхоне жильные пегматоидные редкометалльные граниты, для которых характерны глубокие минимумы концентраций Ba, Sr, Zr и Eu. Но в то же время они резко обогащены многими литофильными элементами: Cs, Rb, Be, Ta, Nb, Sn, W, Ga, Y (см. табл. 3, рис. 12). Вероятно, эти редкометалльные граниты образовались из глубокодифференцированного остаточного расплава, однако роль флюидно-магматической дифференциации здесь была незначительной, так как концентрации бора (2—15 г/т) и фтора (75—220 г/т) в них ниже кларка в континентальной коре.

С Солзанским массивом опосредованно связано крупное поле пегматитов, зональность которого контролируется термальным полем метаморфической зональности [Макрыгина, 1981]. В нем сменяются в направлении к низкотемпературным зонам керамические, мусковитовые, берилл-мусковитовые и на изограде ставролита сподуменовые пегматиты. Если в шаранурских гранитах по мере дифференциации идет накопление Rb, Cs, Sn, W, то в хамардабанских пегматитах к концу процесса накапливается литий. Даже на этой стадии магматического процесса сказывается первичная обогащенность литием корниловских метапелитов (табл. 4).

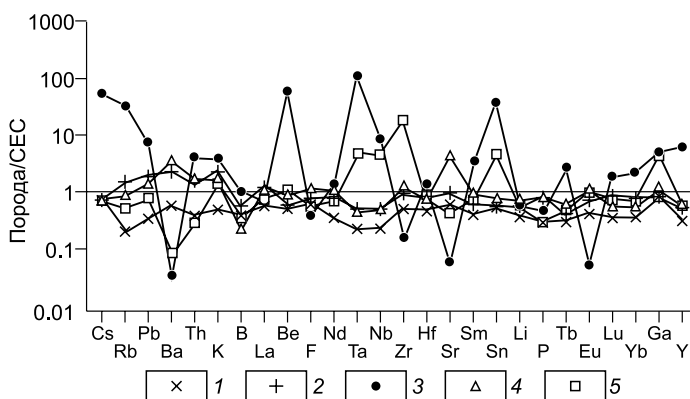


Таблица 4. Соотношение лития и рубидия в гнейсах и разновидностях гранитоидов Солзанского массива и шаранурского комплекса

Солзан/Шаранур	Li _{солз} /Li _{шрн}	Rb _{солз} /Rb _{шрн}
Гнейсы	3.43	1.23
Плагиограниты	5.00	1.74
К-Na граниты	2.17	0.75
Граносиениты	3.44	1.67
Редкометалльные пегматоидные граниты	7.80	0.14

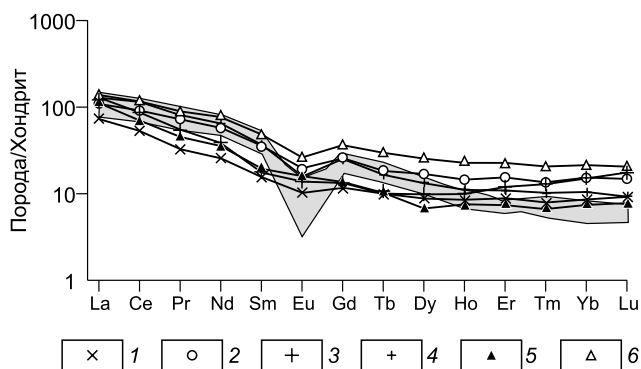
Породы высокой щелочности, установленные среди интрузивных образований шаранурского комплекса, по геохимическим характеристикам довольно заметно отлича-

Рис. 12. Спайдер-диаграмма распределения редких элементов в мигматитах и гранитоидах о. Ольхон.

1 — плагиограниты, плагиомигматиты, 2 — калий-натриевые гранитоиды, 3 — редкометалльные микроклин-альбитовые граниты, 4 — субщелочные граниты и граносиениты, 5 — щелочные сиениты.

Рис. 13. Распределение РЗЭ в раннепалеозойских гранитоидах Прибайкалья.

о. Ольхон: плагиограниты, плагиомигматиты (1), К-На граниты (3), гнейсы (5); хр. Хамар-Дабан: плагиограниты, плагиомигматиты (2), К-На граниты (4), гнейсы (6). Серым полем показано распределение РЗЭ в коллизионных гранитоидах Центральной Испании (батолит Авила).



ются от пород гранитоидного ряда. Они объединяются в два генетически не связанных геохимических типа. На спайдер-диаграмме (см. рис. 12) субщелочные граносиениты и кварцевые сиениты бухты Колокольня в целом близки к среднему составу континентальной коры и показывают по отношению к ней распределение редких элементов, сходное с К-На гранитоидами известково-щелочного и субщелочного рядов. В обоих этих типах фиксируются одинаковые минимумы концентраций Ta, Nb, Zr и Sn. В то же время щелочные сиениты м. Будун существенно обогащены указанными элементами. Однако в них наблюдаются минимумы нормированных концентраций Ba, Sr и Th. Судя по установленным геохимическим различиям интрузивных пород о. Ольхон, щелочные сиениты, выделенные в отдельный геохимический тип, не относятся к шаранурскому комплексу и связаны с другим источником расплавов, который необходимо выявлять изотопно-геохимическими методами.

В исследуемых гранитоидах установлены заметные различия в распределении редкоземельных элементов (рис. 13). В целом уровень нормированных содержаний всех РЗЭ в мигматитах и гранитах Солзанского массива заметно выше, чем в этих же породах шаранурского комплекса Ольхона. Это вполне коррелируется с теми же различиями в распределении РЗЭ во вмещающих сланцево-гнейсовых толщах сравниваемых регионов, так как они являлись исходным субстратом при выплавлении гранитоидных магм. Кроме того, гранитоиды Хамар-Дабана показывают Eu-минимум, не свойственный шаранурским гранитоидам. Породы плутона Педробернардо (Испания) являются наиболее дифференцированными образованиями и характеризуются отчетливым Eu-минимумом в отличие от гранитоидов о. Ольхон, которые имеют значительно более высокие концентрации тяжелых лантаноидов. Это свидетельствует о геохимическом сходстве гранитоидов Хамар-Дабана и Центральной Испании [Bea et al., 1994; Bea, 2010].

Таким образом, для раннепалеозойских гранитоидов шаранурского комплекса (о. Ольхон) выявлены сходство и различия с гранитоидами других коллизионных систем (позднепалеозойский плутон Педробернардо). Важно подчеркнуть, что породы Прибайкалья и Испании объединяют следующие геохимические особенности: гранитоиды являются пералюминиевыми ($ASI > 1.1$), существенно калиевыми по составу, в них отмечаются повышенные содержания таких элементов, как Rb, Pb, но пониженные концентрации тяжелых редкоземельных и летучих (F, B) элементов. На основании проведенных геохимических исследований показано, что источником расплавов раннепалеозойских гранитоидов шаранурского комплекса, вероятно, служил коровый субстрат, что также является критерием их образования в коллизионной обстановке.

По классификации Б. Чапелла и А. Уайта, в геодинамической обстановке континентальной коллизии формируются граниты и мигматиты S-типа, в которых коэффициент $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O) > 1.1$ (ASI). Гранитоиды Солзанского массива и шаранурского комплекса Прибайкалья характеризуются именно таким значением данного параметра ($ASI > 1.1$), и, соответственно, являются пералюминиевыми по составу, что определяет их сходство с гранитоидами современных (Высокие Гималаи) и древних (Центральная Испания) коллизионных геодинамических обстановок.

Важной задачей дальнейших исследований является также выяснение возрастных взаимоотношений гранитоидов различных вещественных типов и природы магматических источников с целью сравнения полученных данных с информацией по каледонскому коллизионному магматизму Прибайкалья.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Петролого-геохимическое сравнение гранитоидов шаранурского и хамардабанского гранитоидных комплексов Прибайкалья показало, что по возрасту и составу они относятся к раннепалеозойским синколлизионным образованиям S-типа. Детальное изучение истории кристаллизации цирконов обоих комплексов свидетельствует, что при одинаковом механизме образования расплавов путем частичного плавления протолита Солзанский массив начал формироваться на этапе покровно-надвигового тектогенеза (519—513 млн лет) и закончил на этапе декомпрессии (490—480 млн лет). Плавление пород оль-

хонской серии произошло несколько позже, на позднеколлизийном этапе сдвигового тектогенеза (505—490 млн лет). Однако окончание кристаллизации зерен циркона происходило в двух комплексах одновременно — 470—480 млн лет назад. Это в основном коровые образования, источником расплавов которых являются гнейсы и сланцы хамардабанской и ольхонской метаморфических толщ, о чем свидетельствует унаследованность макро- и микросоставов гранитоидов от вмещающих их пород. Наиболее близки к ним по составу К-На гранитоиды, плагиомигматиты и плагиограниты, которые формировались при анатектическом плавлении древнего сланцево-гнейсового субстрата. Их некоторые геохимические различия могут быть связаны с региональными особенностями корового вещества.

2. Среди гранитоидов шаранурского комплекса о. Ольхон выделены различные геохимические типы, которые включают образования нормальной Na щелочности (мигматиты и плагиограниты), известково-щелочные и субщелочные (К-На гранитоиды, граносиениты и кварцевые сиениты) и щелочные сиениты. Большее разнообразие шаранурских гранитоидов связано с различным тектоническим положением шаранурского и хамардабанского комплексов. Остров Ольхон и Приольхонье прижаты к коллизийному шву и состоят из многих узких пластин сдвигового характера, каждая из которых являлась мелким очагом плавления гранитов меняющейся щелочности и микросостава. Утуликский синклиний удален от шва, имеет более спокойное строение. Солзанский массив использовал для внедрения крупное долгоживущее нарушение в крыле структуры, так как в позднем палеозое вдоль него развился Уругудей-Утуликский интрузивно-дайкивый пояс. Сам массив слабо дифференцирован, но сопровождается зональным пегматитовым поясом, размещение которого контролируется термальным полем метаморфической зональности.

3. Впервые на Ольхоне установлен геохимический тип пегматоидных редкометалльных гранитов с резко повышенными концентрациями Rb, Cs, Be, Ta, Nb, Sn, W и проявлением в этих жильных породах Be минерализации. Редкометалльные пегматоидные граниты шаранурского комплекса отличаются от берилл-мусковитовых и сподуменовых пегматитов Хамар-Дабана, что связано с обогащением литием гнейсов корниловской свиты (протолита) по отношению к ольхонской толще.

4. Сходство геохимических особенностей К-На гранитоидов хр. Хамар-Дабан и о. Ольхон Прибайкалья и близость их к среднему составу континентальной коры подтверждает существование Ольхон-Хамардабанского блока Прибайкалья как единого террейна, что ранее было показано по особенностям геологического строения и экзотической Cr-V минерализации Ольхонского и Слюдянского блоков [Макрыгина и др., 2007]. Данные проведенных исследований указывают на существенное участие в образовании коллизийных гранитоидов каледонского и докембрийского корового материала, что также является критерием геодинамических условий их образования.

Авторы выражают благодарность Л.В. Куш, А.М. Федорову и В.А. Бычинскому за помощь при проведении экспедиционных работ.

Исследования проводятся при поддержке РФФИ (грант 11-05-00515_а), интеграционного проекта СО РАН № 17 и научной школы НШ-6153.2012.5 РО 8752.

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., Куш Л.В. Шаранурский комплекс (о. Ольхон) — объединение различных по геохимическим особенностям и происхождению типов гранитоидов // Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2011, вып. 9, с. 18—20.

Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А., Куш Л.В. Состав и геохимическая типизация гранитоидов острова Ольхон (шаранурский комплекс) // ДАН, 2012, т. 445, № 2, с. 174—178.

Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Механюшин 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.

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.

Казимировский М.Э. Смешение расплавов и кристаллизационная дифференциация в раннекаменноугольных сиенитоидных магмах (Большой Хамар-Дабан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания по интеграционным программам отделения наук о Земле СО РАН. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2006, т. 1, с. 134—138.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., ПРОБЕЛ-2000, 2004, 192 с.

Куклей Л.Н. Тектонические структуры гранитизации (на примере Западного Прибайкалья). М., Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта. 1988, 215 с.

Левицкий В.И., Плюснин Г.С. Новые данные по петрологии, геохимии и геохронологии Быстринского массива (Юго-Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 1991 (2), с. 22—28.

Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. М., Наука, 1981, 196 с.

Макрыгина В.А., Петрова З.И. Геохимия мигматитов и гранитоидов Приольхонья и острова Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия, 1996, № 7, с. 637—649.

Макрыгина В.А., Сандмирова Г.П., Николаев В.М., Плюснин Г.С. Rb-Sr возраст метаморфических пород хамар-дабанского комплекса (Юго-Западное Прибайкалье) // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза, 1987, с. 184—195.

Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 141—155.

Макрыгина В.А., Сандмиров И.В., Сандмирова Г.П., Пахольченко Ю.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В. Nd-Sr систематика метамагматических пород ангинской и таланчанской толщ средней части озера Байкал // Геохимия, 2010, № 10, с. 1040—1048.

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.

Резницкий Л.З., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Васильев Е.П., Яковлева С.З., Ковач В.П., Федосеенко А.М. Возраст и продолжительность формирования флогопитовых и лазуритовых месторождений Прибайкалья: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология, 2000, т. 8, № 1, с. 74—86.

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

Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Храмов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 156—180.

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. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология, 1997, т. 5, № 5, с. 451—466.

Afonin V.P., Finkelstein A.L., Borkhodoev V.J., Gunicheva T.N. X-ray fluorescence analysis of rocks by fundamental parameter method // X-ray Spectrometry, 1992, v. 21, p. 69—75.

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., Pereira M.D., Corretge L.G., Fershtater G.B. Differentiation of strongly peraluminous, per-phosphorus granites: the Pedrobernardo pluton, central Spain // Geochim. Cosmochim. Acta, 1994, v. 58, № 12, p. 2609—2627.

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

Williams I.S. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks, W.I. Ridley // Rev. Econ. Geol., 1998, v. 7, p. 1—35.

*Поступила в редакцию
19 июня 2013 г.*