

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО КОЛЛИЗИОННОГО МАГМАТИЗМА ОТ АВТОХТОННЫХ МИГМАТИТОВ И ГРАНИТОИДОВ ДО МНОГОФАЗНЫХ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ (шаранурский и аинский комплексы Прибайкалья)

В.С. Антипин<sup>1</sup>, Л.В. Куш<sup>1</sup>, Н.В. Шептякова<sup>1</sup>, А.Г. Владимиров<sup>2,3</sup>

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

<sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

<sup>3</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

В результате проведенных петролого-геохимических исследований показано, что раннепалеозойский гранитоидный магматизм в Ольхонском регионе Прибайкалья формировался в сравнительно узком возрастном интервале (500—465 млн лет) с образованием как автохтонных гнейсомигматит-гранитоидных ассоциаций (шаранурский комплекс), так и многофазных интрузий (аинский комплекс), внедрившихся в верхние горизонты континентальной коры. По химизму, соотношению  $K_2O/Na_2O$  и редкоземельному составу мигматиты-плагиограниты, известково-щелочные и субщелочные гранитоиды шаранурского комплекса близки к вмещающим их гнейсам и кристаллическим сланцам, что может быть связано с образованием этих гранитоидов при плавлении древнего метаморфического субстрата Ольхонского террейна. По новым геохимическим характеристикам (icp-ms метод) к шаранурским гранитоидам близки биотитовые граниты 1-й фазы Аинского массива. В дальнейшем его геохимическая эволюция в значительной мере определялась процессами внутрикамерной магматической дифференциации интрузива, когда при формировании лейкогранитов 2-й фазы происходило обогащение их тяжелыми редкими землями и высокозарядными элементами (Ta, Nb), а также уменьшение концентраций Sr, Ba, Eu, Li и легких REE. Формирование исследуемых автохтонных и интрузивных гранитоидов укладывается в возрастную интервал, отвечающий раннепалеозойским коллизионным событиям в Ольхонском метаморфическом террейне, а образование синколлизонных гранитоидов связано как с процессами плавления корового протолита (шаранурский комплекс), так и магматической дифференциации (многофазный Аинский массив).

По минералого-геохимическим характеристикам они несопоставимы с редкометалльными пегматоидными гранитами и пегматитами Li-F и Rb-Be-Nb типов, жильные тела которых занимают секущее положение по отношению к рассматриваемым в статье гранитоидам, являются среднепалеозойскими образованиями и знаменуют переход к внутриплитному этапу магматизма в Прибайкалье.

*Магматизм, гранитоиды, коллизия, геодинамика, геохимические типы, палеозой, интрузия, комплексы.*

## GEOCHEMICAL EVOLUTION OF THE EARLY PALEOZOIC COLLISIONAL MAGMATISM FROM AUTOCHTHONOUS MIGMATITES AND GRANITOIDS TO MULTIPHASE GRANITE INTRUSIONS (Sharanur and Aya complexes, Baikal Region)

V.S. Antipin, L.V. Kushch, N.V. Sheptyakova, and A.G. Vladimirov

Overall petrologic and geochemical data indicate that the early Paleozoic magmatism in the Olkhon area of the Baikal Region exhibits diverse types of granitoids, whose time of formation is estimated at a narrow age interval of 500–465 Ma. This magmatism was responsible for the formation of both autochthonous gneiss–migmatite–granitoid suites (Sharanur complex) and multiphase intrusions (Aya complex) emplaced into the upper horizons of the continental crust. In major-element chemistry,  $K_2O/Na_2O$  values, and rare-element composition the migmatite-plagiogranites and calc-alkaline and subalkaline granitoids of the Sharanur complex are similar to the host gneisses and schists, as they were likely derived from melting of the ancient metamorphic substratum of the Olkhon series. In new isotope-geochemical characteristics (ICP MS method) the Sharanur granitoids are close to the first-phase biotite granites of the Aya massif, whose further geochemical evolution was governed mainly by intrachamber magmatic differentiation leading to the production of second-phase leucogranites enriched in HREE and HFSE (in particular, Ta and Nb) and depleted in Sr, Ba, Eu, Li, and LREE. The origin of the autochthonous and intrusive granitoids is related to Early Paleozoic collision events within the Olkhon metamorphic terrane, while the formation of syncollisional granitoids is best explained by both melting of the crust protolith (Sharanur complex) and magmatic differentiation (multiphase Aya intrusion).

All mineralogical and geochemical characteristics indicate that these granitoids are distinguished from rare-metal pegmatoid granites and Li–F and Rb–Be–Nb pegmatites, whose vein bodies crosscut the granitoids, and are regarded as Middle Paleozoic rocks, which mark the transition to within-plate magmatism in the Baikal Region.

*Magmatism, granitoids, collision, geodynamics, geochemical types, Paleozoic, intrusion, complexes*

## ВВЕДЕНИЕ

Центрально-Азиатский складчатый пояс характеризуется интенсивным развитием гранитоидного магматизма, который особенно масштабно проявился в связи с раннепалеозойскими аккреционно-коллизийными событиями, сопровождавшими закрытие Палеоазиатского океана [Ярмлюк и др., 2000; Добрецов, Буслов, 2007; Владимиров и др., 2011; Дистанова, 2013; Донская и др., 2013; Антипин и др., 2014; Donskaya et al., 2016]. Формирование коллизионных поясов происходило преимущественно вдоль южной окраины Сибирского кратона, где в результате геологических процессов к его краевым частям причленились различные по своей геодинамической природе террейны. Возраст главных коллизионных событий в пределах этих террейнов установлен в интервале 500—465 млн лет [Владимиров и др., 2008; Гладкочуб и др., 2010]. Наиболее значительным развитием коллизионных гранитоидов в зоне сочленения Сибирского кратона и Баргузинского микроконтинента характеризуется Ольхонский террейн [Зоненшайн и др., 1990; Федоровский и др., 1995; Гладкочуб и др., 2010], который охватывает Ольхонский регион (Приольхонье и о. Ольхон) и протягивается вдоль западного берега оз. Байкал. По структурно-геологическим исследованиям [Федоровский и др., 1995] Ольхонский террейн представляет собой коллаж тектонических пластин, образовавшихся в результате каледонской коллизии и сложенных породами нескольких комплексов разного возраста. В настоящее время в структуре Ольхонского террейна В.С. Федоровским выделяются девять комплексов, которые объединяются в четыре суперзоны [Donskaya et al., 2017].

Предыдущими исследованиями установлено, что раннепалеозойский гранитоидный магматизм Прибайкалья (хр. Хамар-Дабан, о. Ольхон) представлен породами различных геохимических типов, но близок к среднему составу континентальной коры, что подтверждает существование Ольхон-Хамардабанского блока как единого террейна. Продолжительность формирования гранитоидов хамар-дабанского комплекса находилась в интервале 516—490 млн лет, шаранурского комплекса — 505—477 млн лет [Макрыгина и др., 2013; Антипин и др., 2014]. Среди них выделены породы нормальной Na-щелочности (мигматиты и плагиограниты), известково-щелочные (К-Na граниты и лейкограниты) и субщелочные (граносиениты и кварцевые сиениты) гранитоиды. Породы известково-щелочного и субщелочного состава могли формироваться при анатектическом плавлении древнего сланцево-гнейсового субстрата, к которому они близки по общему химическому составу. Сравнение их геохимических характеристик с гранитоидами современных и древних коллизионных зон (Гималаи и Центральная Испания) подтвердило сходство главных вещественных особенностей раннепалеозойских гранитоидных пород в южном обрамлении Сибирского кратона и зависимость от состава корового протолита [Макрыгина и др., 2013; Горлачева, 2014].

В статье на примере эталонных массивов гранитоидов выделенных ранее интрузивных комплексов (шаранурский и аинский) проводится сравнительный петролого-геохимический анализ эволюции раннепалеозойского магматизма, представленного как автохтонными мигматит-гнейсовыми ассоциациями, так и многофазными интрузиями (Ольхонский регион Прибайкалья). Задачами этого анализа являются: выяснение возрастных взаимоотношений гранитоидов с различными по составу породами континентальной коры, установление роли процессов мигматизации, плавления различных по составу субстратов и магматической дифференциации при формировании раннепалеозойских гранитоидов, а также выявление индикаторных геохимических характеристик, которые могут использоваться для расшифровки геодинамической и генетической природы продуктов коллизионного фанерозойского магматизма Прибайкалья.

**Методика исследований.** В течение последних лет авторами проведено геологическое картирование ключевых участков развития различных гранитоидов (о. Ольхон) с представительным отбором образцов и геохимических проб на изучаемых объектах. Специальное внимание уделено детальному опробованию пород Аинского массива Приольхонья, по которым до сих пор отсутствовали прецизионные геохимические данные и проведено их сравнение с гранитоидами эталонного шаранурского комплекса. Силикатные анализы выполнены классическим химическим методом (аналитики Г.А. Погудина, Т.В. Ожогина) 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, Е.В. Смирновой ( $\sigma \pm 5—10\%$ ) и О.В. Зарубиной с ошибкой 10—20 %. Все анализы проводились в ЦКП ИНЦ СО РАН с использованием оборудования ЦКП ИГХ СО РАН и аттестованных стандартов [Geostandards..., 1994].

## ГЕОЛОГИЯ, ВОЗРАСТ, СТРОЕНИЕ МАССИВОВ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С МЕТАМОРФИЧЕСКИМИ ТОЛЩАМИ

**Шаранурский мигматит-гранитный комплекс.** Наиболее масштабные проявления гранитоидного магматизма в Ольхонском регионе связаны с шаранурским комплексом, который представлен как



**Рис. 1. Схема геологического строения Ольхонского региона (по Е.В. Павловскому, А.С. Ескину [1964], В.С. Федоровскому [2004] с изменениями).**

1 — граниты хайдайского комплекса; 2 — габбро озерского комплекса; 3 — гранитоиды шаранурского комплекса; 4 — граниты аинского комплекса; 5 — районы проявления гнейсовых куполов на о.Ольхон; 6 — мраморы, сланцы, кварциты (ольхонская серия); 7 — сланцы, мраморы, кварциты (ангинская толща); 8 — карбонатно-силикатные породы, амфиболиты, 9 — зоны сдвигов.

автохтонными, так и аллохтонными фациями. Главные особенности формирования шаранурских гранитоидов отражены в ряде работ [Куклей, 1988; Макрыгина, Петрова, 1996; Владимиров и др., 2004; Макрыгина и др., 2010; Донская и др., 2013; Антипин и др., 2014; Михеев и др., 2017], где рассмотрены геологическое положение, геохронология, соотношение с метаморфическими толщами и состав гранитоидов комплекса. В шаранурский комплекс гранитоидов Ольхонского региона изначально были включены мигматиты, гранитогнейсы и пегматоидные граниты аллохтонных жил [Павловский, Ескин, 1964].

На о. Ольхон исследования проводились на примере трех крупных массивов: Шаранурский, Ташкинейский и Южный Ольхонский, а также ряда небольших выходов гранитоидов в северной и юго-западной частях острова и в Приольхонье (рис. 1)

По данным U-Pb датирования (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ), средний возраст центральных частей магматических цирконов в K-Na известково-щелочных гранитоидах шаранурского комплекса равен 505 млн лет, краевых — 477 млн лет [Макрыгина и др., 2010]. Оценки возраста, касающиеся шаранурских гранитоидов, сосредоточены в узком интервале 465—486 млн лет (табл.1). Другими исследователями получен возраст по граносиенитам и кварцевым сиенитам в  $495 \pm 6$  млн лет [Гладкочуб и др., 2010], который близок по времени формирования к K-Na гранитоидам шаранурского комплекса, что подтверждает генетическое родство этих известково-щелочных и субщелочных пород.

В районе бухты Колокольная среди гранитов и гранитогнейсов Южного Ольхонского массива картированы различные по вещественному составу выходы гранитоидов среди мраморов и кристаллических сланцев вмещающей толщи. В гнейсах фиксируется развитие близких им по составу жильных тел плагиогранитов (жильные, часто межпластовые согласные тела) и мигматитов, часто переходящих в биотитовые лейкограниты с гнейсовидной текстурой. Нередко эти породы имеют постепенные переходы между собой и гнейсами в краевых частях многочисленных мелких куполов. Эти образования являются автохтонной фацией гранитного магматизма шаранурского комплекса. Однако наибольшее распространение здесь имеют интрузивные тела нормальных биотитовых либо амфибол-биотитовых, редко порфириовидных гранитов. Иногда они образуют довольно крупные аллохтонные массивы вдоль юго-западного побережья о. Ольхон (главная разновидность гранитоидов комплекса) с резкими контактами с породами вмещающей толщи и небольшими пластовыми телами мелкозернистых лейкогранитов. Здесь же обнаружены тела амфибол-биотитовых граносиенитов и кварцевых сиенитов, которые цепочкой протягиваются от м. Уншуй на юго-западе до пади Ташкиней [Антипин и др., 2012, 2014]. Петротипом шаранурского гранитоидного комплекса стал наиболее крупный гранитогнейсовый купол у оз. Шара-Нур в центральной части о. Ольхон (район пади Ташкиней). Вмещающими породами здесь являются гранат-биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы и мигматиты, имеющие постепенные переходы к собственно параавтохтонным гранитам.

В гранитогнейсах наблюдается более позднее развитие микроклина по плагиоклазу с мирмекитовыми оторочками и реликтами плагиоклаза в крупных зернах калишпата. Плагиограниты и мигматиты являются полосчатыми породами с высоким содержанием полевых шпатов. Структура плагиомигматитов крупнозернистая, текстура полосчатая. Эти породы в среднем содержат 15 % амфибола, 10 % биотита, 35 % плагиоклаза (№ 30—40 — андезин), 40 % кварца и часто встречается гранат.

Биотитовые граниты здесь являются типичными представителями гранитоидов шаранурского комплекса и для них характерны катакlastические и гранобластовые структуры. Калишпатовые биотитовые мигматиты и граниты содержат олигоклаз и имеют высокую железистость биотита (71.5 %).

Таблица 1. U-Pb изотопный возраст цирконов из гранитов и сиенитов Приольхонья и о. Ольхон

Возраст, млн лет	Геологический объект	Литературный источник
<i>Ранний этап аккреционно-коллизийного тектогенеза граносиениты и эндербиты</i>		
496 ± 3	Эндербиты, Сапшиланский массив Чернорудская зона, Приольхонье	[Хромых и др., 2005]
495 ± 6	Кварцевый сиенит Южно-Ольхонского массива, о. Ольхон	[Гладкочуб и др., 2010]
485 ± 1.5	Жилы нефелиновых сиенитов в габбро Улан-Харганы, Приольхонье	[Хромых и др., 2005]
488.6 ± 8, ядро 464 ± 11, кайма	Субщелочной граносиенит массива Тутай, Приольхонье	[Донская и др., 2013]
<i>Поздний этап коллизийного тектогенеза (коллапс), синдвиговые нефелиновые сиениты и связанные с ними породы Тажеранского массива</i>		
471 ± 5	Сиениты	[Склярков и др., 2009;
464 ± 2	Пегматоидные нефелиновые сиениты	Федоровский и др., 2010]
451 ± 1	Тажеранского массива	
<i>Синдвиговые граниты шаранурского комплекса</i>		
476 ± 4	Граниты шаранурского комплекса, о.Ольхон	[Макрыгина и др., 2014]
500 ± 5	Ядра цирконов	
474 ± 1.5	Параавтохтонные граниты в метаморфитах вблизи будин гипербазитов, Шида	[Мехоношин и др., 2013]
458 ± 2	Граниты Центральной купольной зоны, Приольхонье	[Владимиров и др., 2011]
455 ± 5	Секущая жила пегматоидных гранитов, магматический циркон м. Шибетский, о. Ольхон	[Михеев и др., 2017]
<i>Граниты Аинского массива</i>		
468 ± 6	Граниты Аинского массива, Приольхонье	[Юдин и др., 2005]
<i>Пегматоидные граниты о. Ольхон</i>		
390 ± 5	Редкометалльный пегматоидный гранит, п. Ташкиней, о. Ольхон	[Антипин и др., 2014]

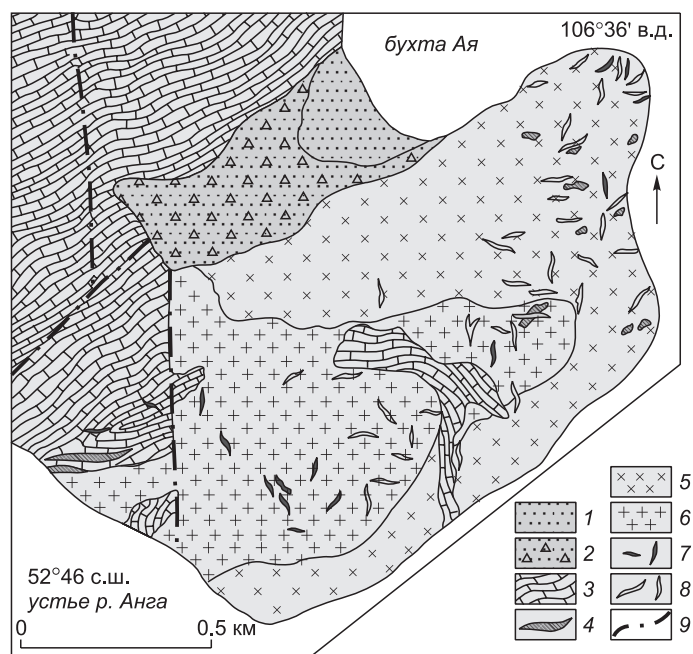
Среди этих гранитов также встречаются амфибол-биотитовые либо содержащие разновидности граната, иногда с порфирированной структурой, образующие довольно крупные аллохтонные массивы. В среднем граниты содержат около 30 % плагиоклаза, 25 % кварца, 5 % биотита и свыше 40 % микроклина. В качестве аксессуарных минералов в Шаранурском массиве присутствуют апатит, титанит, магнетит, алланит и циркон, образующий удлиненные или овальные зерна со сложной зональностью. Жильная серия представлена небольшими пластовыми либо линзообразными телами мелкозернистых лейкогранитов и крупными жилами пегматоидных гранитов. Последние, как правило, выходят за пределы купольных зон и пересекают пачки переслаивания мраморов, кварцитов и диопсидовых сланцев. В северной части о. Ольхон и в районе бухты Семь Сосен встречены несколько секущих жил среднезернистых биотитовых гранитов мощностью до 3—4 м и протяженностью более 1 км. Биотит в них ориентирован поперек жилы согласно с вмещающими гнейсами.

Выходы граносиенитов и кварцевых сиенитов протягиваются от м. Уншуй на юге до пади Ташкиней на севере о. Ольхон. Это массивные или слабогнейсовидные амфиболсодержащие породы с малым количеством кварца, железистого биотита и реликтами пироксена, замещаемого гастингситом. Полевые шпаты в них представлены андезином (№ 25) и щелочным полевым шпатом с 5—10 % альбитового минала. В породах отмечается тот же набор аксессуарных минералов, что и в шаранурских гранитах. Более подробная геолого-петрографическая характеристика гранитоидов и составленные при картировании схемы геологического строения шаранурского комплекса приведены в работе [Антипин и др., 2014].

**Аинский гранит-лейкогранитный комплекс.** Наиболее крупное интрузивное тело гранитоидов аинского комплекса [Иванов, Шмакин, 1980] обнажается между устьем р. Анга и бухтой Ая в Западном Прибайкалье (рис. 2). Массив вытянут в северо-восточном направлении и занимает площадь около 2 км<sup>2</sup> среди мраморов ангинской толщи и включает в себя их крупный ксенолит. Судя по секущим интрузивным взаимоотношениям различных типов гранитов, в Аинском массиве правомерно выделение трех интрузивных фаз: крупнозернистых биотитовых гранитов ранней фазы, занимающих северо-восточную и южную части массива, средне- и мелкозернистых лейкогранитов 2-й фазы, распространенных в его западной и центральной частях и заключительной 3-й фазы жильных гранитов и пегматитов, которые встречаются среди гранитов более ранних фаз. Особое геологическое положение занимают в массиве редкие жилы редкометалльных амазонитовых пегматитов, которые могут быть не связаны с его формированием.

**Рис. 2. Геолого-петрографическая схематическая карта Аинского массива ([Иванов, Шмакин, 1980] с изменениями).**

1 — аллювиальные отложения; 2 — делювиально-пролювиальные отложения; 3 — кальцитовые графитосодержащие мраморы с прослоями доломит-кальцитовых мраморов и амфиболовых сланцев; 4 — роговообманковые сланцы; 5, 6 — граниты аинского комплекса: 5 — биотитовые, 6 — лейкогранитовые; 7 — пегматитовые жилы; 8 — кварцевые жилы; 9 — разрывные нарушения.



В биотитовых гранитах ранней фазы щелочной полевой шпат (ортоклаз или микроклин) обычно преобладает над плагиоклазом (№ 22—28). Содержания в породе биотита варьируют от 2 до 6 %, иногда отмечается мусковит. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, гранатом, редко монацитом. Структура этих гранитов обычно гипидиоморфно-зернистая, текстура массивная, но иногда гнейсовидная. В биотитовых гранитах встречаются ксенолиты гнейсогранитов и сланцев с амфиболом и биотитом.

Лейкограниты 2-й фазы характеризуются более широкими вариациями структурных особенностей и минерального состава. Наблюдаются переходы от среднезернистых к мелкозернистым разновидностям с образованием небольших (от 0.5 до 1—2 см) пегматоидных шлиров, состоящих преимущественно из К-На полевого шпата, кварца и редких кристаллов флюорита (размером до 0.2—0.3 мм). В лейкогранитах отмечается приблизительно равное соотношение полевых шпатов (микроклина и кислого плагиоклаза № 9—15) либо преобладание плагиоклаза над щелочным полевым шпатом. Количество морионового кварца, имеющего округлые идиоморфные очертания, может составлять 30 % и более. В лейкогранитах встречаются второстепенные минералы: биотит, гранат, магнетит, циркон и реже мелкошуйчатый мусковит. Гранат в этих гранитах обычно тяготеет к скоплениям слюды.

Выделение в Аинском массиве [Иванов, Шмакин, 1980] отдельной разновидности альбититовидных гранитов ничем не обосновано. Это те же лейкограниты 2-й фазы, но с более мелкозернистой структурой и преобладанием кислого плагиоклаза над К-На полевым шпатом. Между этими разновидностями обычными являются постепенные переходы, отсутствуют секущие взаимоотношения, а сами авторы отмечают петрографическую близость выделенных ими разновидностей лейкогранитов и альбититовидных гранитов.

3-я фаза жильных пород в пределах Аинского массива представлена как дайками мелкосреднезернистых жильных гранитов, иногда содержащих биотит и мусковит, так и пегматитовыми телами. Последние характеризуются разнообразием форм и образуют обычно шлировидные обособления или линзы, реже жильные тела. Жильные пегматиты разделены на обычные кварц-полевошпатовые со слюдой и гранатом и единичные амазонитсодержащие разновидности пегматитовых тел.

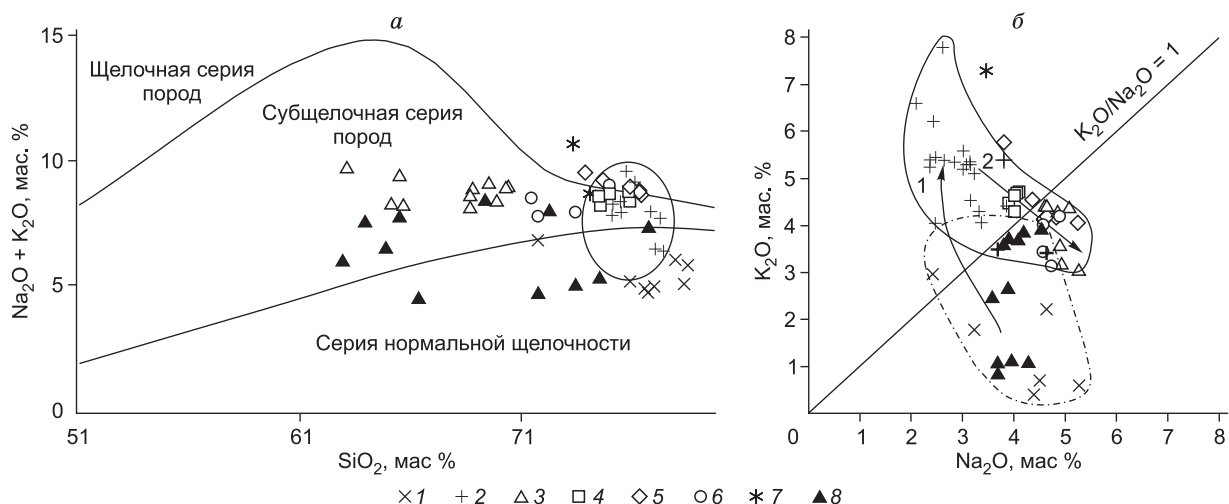
В тектоническом плане гранитоиды Аинской интрузии приурочены к крупной разрывной структуре северо-восточного простирания, которая пересекается с другим субширотным разломом вдоль долины р. Анга. Впервые был получен U-Pb возраст биотитовых гранитов Аинского массива методом SHRIMP-II  $468 \pm 6$  [Юдин и др., 2005], а также  $469 \pm 1.5$  млн лет [Владимиров и др., 2008], который близок к возрасту шаранурского комплекса (см. табл. 1). По результатам  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  измерений в спектрах биотитов, выделенных из гранитов Аинского массива и прорывающей их пегматитовой жилы, наблюдается плато, соответствующее значениям возраста  $412.8 \pm 4.2$  и  $391.1 \pm 3.9$  млн лет. Авторы данной работы [Юдин и др., 2005] полагают, что полученные датировки, вероятнее всего, являются возрастом формирования поздних гранит-пегматитов в пределах Аинского массива. Важно подчеркнуть, что изученные нами пегматоидные редкометалльные микроклин-альбитовые граниты с бериллиевой минерализацией, обнаруженные на о. Ольхон (падь Ташкиней) и имеющие возраст  $390 \pm 5$  млн лет (SHRIMP-II), являются среднепалеозойскими образованиями и не должны относиться к шаранурскому комплексу [Антипин и др., 2014; Шептякова и др., 2016]. По своему возрастному положению они близки к пегматитам в пределах Аинского массива, среди которых встречаются редкометалльные пегматиты с амазонитом.

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ  
И СВЯЗЬ ИХ ХИМИЗМА С СОСТАВОМ ВМЕЩАЮЩИХ  
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ ПРИБАЙКАЛЯ**

Мигматиты и плагиограниты о. Ольхон относятся 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 и сланцами (табл. 2; рис. 3, а). В известково-щелочных гранитоидах шаранурского комплекса содержание  $\text{K}_2\text{O}$  обычно выше, чем  $\text{Na}_2\text{O}$ , либо эти породы имеют отношение  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , близкое к 1 (см. рис. 3, б). 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.

**Таблица 2. Химический состав раннепалеозойских гранитоидов шаранурского комплекса (о. Ольхон)**

Элемент	Плагиограниты, мигматиты			К-Na гранитоиды						Граносиениты, кварцевые сиениты		
	шрн-17	шрн-144	шрн-153	шрн-11	шрн-45	шрн-73	шрн-95	шрн-115	шрн-181	шрн-50	шрн-83	шрн-148
$\text{SiO}_2$ , мас. %	78.35	78.53	69.35	77.46	75.0	75.77	75.50	75.80	70.30	63.13	65.50	69.18
$\text{TiO}_2$	0.02	0.16	0.55	0.06	0.18	0.08	0.08	0.05	0.17	0.13	0.36	0.26
$\text{Al}_2\text{O}_3$	13.43	11.62	15.10	13.10	12.84	13.86	14.0	13.54	16.0	18.40	16.95	16.57
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	—	1.61	1.23	0.10	0.70	0.44	0.20	0.45	0.73	2.0	1.65	1.25
FeO	0.41	0.80	2.67	0.42	0.92	0.28	0.73	0.09	1.05	1.30	1.11	0.63
MgO	0.03	0.03	0.11	0.11	0.46	0.05	0.13	0.03	0.31	0.95	1.02	0.86
MnO	0.03	0.59	1.35	0.03	0.04	0.03	0.03	0.05	0.03	0.1	0.06	0.04
CaO	2.54	0.76	2.48	1.86	0.74	0.82	0.40	0.47	1.80	3.41	3.27	2.23
$\text{Na}_2\text{O}$	4.30	5.27	3.85	2.08	2.46	3.24	3.16	3.16	4.40	6.10	5.10	5.50
$\text{K}_2\text{O}$	0.85	0.60	2.77	4.35	5.91	5.10	5.30	5.80	3.40	3.72	4.41	2.76
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.02	0.02	0.10	0.02	0.09	0.05	0.02	0.02	0.07	0.16	0.02	0.09
П.п.п.	0.37	0.21	0.61	0.61	0.48	0.44	0.46	0.53	0.64	0.28	0.35	0.50
Сумма	100.3	100.2	100.2	100.1	99.80	100.3	99.96	99.95	99.80	99.81	99.80	99.86
Li, г/т	8.40	11	16	9.0	9.80	6	6	7	28	12	9	14
Rb	12	50	90	95	120	104	76	178	70	60	69	79
Cs	2	2	2	2	2	2	2	2	0.43	2	2	2
Ba	62	943	1010	900	3000	999	3050	351	814	2100	2532	1128
Sr	360	126	413	270	400	227	220	233	711	1800	2056	1081
Be	1.4	0.66	1.35	0.8	0.8	1.2	0.55	1.74	1.74	1.9	1.6	2.1
Sn	0.5	2.34	0.53	0.67	0.95	0.47	0.27	0.9	0.8	1.2	2.0	0.95
W	0.24	0.3	0.2	0.35	0.34	0.7	3.37	0.5	0.2	0.25	3.51	0.2
Pb	1.63	16	22	16	27	35	37	28	29	27	25	24
Zn	1	24	63	6.6	152	20	4.33	51.0	21	38	52	26
Cu	4.63	18	8.3	5.6	20	15.0	3.03	10.7	6.2	10.4	6.4	4.96
Co	0.6	1.47	9.3	1.1	2.98	1.25	1.1	1.55	2.7	6.1	4.6	2.75
Ni	10.0	5.60	13.0	18	28	3.0	9.1	7.7	7.0	19.0	2.02	5.0
Cr	10.8	5.3	32	32	46	2.3	1.21	9.7	5.7	30.0	6.5	7.0
V	0.02	3.67	62	4.88	13.7	1.83	—	6.0	13.7	63	41	15
Y	1.3	19	20	2.15	9.6	6.7	3.5	10.1	4.97	10.4	9.8	10.4
Nb	0.36	5.1	12.0	1.2	4.48	3.7	2.1	3.5	3.75	4.6	8.1	10.6
Ta	0.25	0.072	1.04	0.06	0.19	0.14	0.017	0.3	0.2	0.23	0.16	1.11
Zr	14	193	238	90	357	85	97	135	164	266	264	136
Hf	0.3	6.1	7.0	2.2	7.5	3.47	3.44	4.41	3.75	4.46	6.1	3.74
Th	0.23	1.8	13.2	1.4	30	46	17	7.5	8.8	12.2	11.8	16
U	0.14	0.63	1.73	0.4	1.04	3.63	1.12	1.65	0.76	1.31	1.62	4.13
F	600	170	490	200	600	200	200	200	270	600	400	200



**Рис. 3. Классификационная диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$  (а) и соотношение  $\text{K}_2\text{O}\text{—Na}_2\text{O}$  (б) для гранитоидов Аинского массива и шаранурского комплекса Ольхонского региона.**

Шаранурский комплекс: 1 — плагиограниты, плагиомигматиты о. Ольхон; 2 — калий-натриевые гранитоиды; 3 — граносиениты, кварцевые сиениты; Аинский массив: 4 — гранитоиды 1-й фазы Аинского массива Приольхонья; 5 — гранитоиды 2-й фазы Аинского массива; 6 — гранитоиды 3-й фазы Аинского массива; 7 — амазонитовые пегматиты Аинского массива; 8 — гнейсы и сланцы о. Ольхон. Поле на диаграмме а — К-Na гранитоиды шаранурского комплекса. Линии со стрелками на диаграмме б — тренды эволюции гранитоидов шаранурского (1) и аинского (2) комплексов.

Граниты различных фаз Аинского массива характеризуются незначительными вариациями химического состава как в отношении кремнекислотности, глиноземистости, так и суммарного содержания оксидов щелочных элементов. На классификационных диаграммах (см. рис. 3) составы их главных разновидностей образуют компактное поле в пределах более широкого поля К-Na гранитоидов шаранурского комплекса, что находится в соответствии с близким возрастом и геологическим положением шаранурских и аинских гранитоидов. Значения параметра  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  во всех разновидностях последних варьирует от 7.5 до 9.5 мас. %, что позволяет отнести их к гранитам нормальной или незначительно повышенной щелочности.

При близких суммарных содержаниях оксидов щелочей в различных фазах пород Аинского массива, включая и жильные граниты, в гранитах 1-й фазы, как и в шаранурских гранитах, фиксируется преобладание  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$ . В то же время в лейкогранитах 2-й фазы, а также в жильных гранитах, в большинстве анализированных проб отмечается заметное обогащение  $\text{Na}_2\text{O}$  относительно  $\text{K}_2\text{O}$ . В лейкогранитах 2-й фазы установлено также некоторое снижение содержаний оксидов  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{TiO}_2$  по сравнению с биотитовыми гранитами ранней фазы. Следует отметить, что жильные и шпировые пегматиты в пределах Аинского массива по общему химическому составу достаточно близки к гранитам жильной фазы, завершающей формирование интрузии.

Однако отмечается существенное отличие состава крупной жилы амазонитового пегматита, выражающееся в наиболее высоких содержаниях  $\text{K}_2\text{O}$  (7.3—8.5 %), обусловленное обогащением его микроклином.

На диаграмме  $\text{K}_2\text{O}\text{—Na}_2\text{O}$  (см. рис. 3, б) можно наблюдать различную направленность петрохимической эволюции гранитоидов шаранурского и аинского комплексов. При близости общего химического состава их главных разновидностей, фиксируемого на классификационных диаграммах (см. рис. 3, а), можно наметить два эволюционных тренда: а) в породах шаранурского комплекса от вмещающих гнейсов и мигматитов-плагиогранитов к К-Na гранитам наблюдается рост содержаний калия и значений  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , обусловленный процессом плавления корового субстрата, б) в биотитовых гранитах Аинского массива ранней фазы при  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$  в сторону лейкогранитов последовательно формирующихся поздних фаз фиксируются породы, близкие по содержаниям  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , либо с  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$ , что может быть связано уже с процессом магматической дифференциации расплава.

Следовательно, предварительный анализ петрохимических данных дает возможность делать вывод о связи шаранурских гранитоидов с мигматизацией и плавлением корового субстрата в условиях автохтонного гранитообразования, тогда как близкие им по составу аинские граниты являются интрузивными образованиями и эволюция их химизма может быть обусловлена в значительной мере процессом внутрикамерной магматической дифференциации.

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЯ АВТОХТОННЫХ И АЛЛОХТОННЫХ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

Проведенными ранее геохимическими исследованиями в Ольхонском регионе установлено [Антипин и др., 2014], что гранитоиды шаранурского комплекса по многим петрогенным и редким элементам близки к среднему составу континентальной коры и имеют вещественное сходство с гранитоидами других коллизионных систем (Гималаи и Центральная Испания). Их объединяет то, что 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). Таким же значением данного параметра ( $ASI > 1.1$ ) характеризуются шаранурские гранитоиды и являются соответственно пералюминиевыми по составу. Характер распределения редкоземельных элементов для коллизионных гранитоидов выражен обогащением пород легкими лантаноидами относительно тяжелых элементов редкоземельного спектра. На основании полученных прецизионных геохимических данных выявлено, что источником расплавов раннепалеозойских гранитоидов шаранурского комплекса Прибайкалья мог служить коровый субстрат вмещающих ольхонской и ангинской сланцево-гнейсовых толщ, что также является критерием их образования в коллизионной геодинамической обстановке [Макрыгина, Петрова, 1996; Владимиров и др., 2004; Донская и др., 2013; Антипин и др., 2014; Шептякова и др., 2016; Михеев и др., 2017]. Взаимоотношения шаранурских гранитоидов с переходом от гнейсогранитов через мигматиты и плагиограниты к K-Na гранитам, образующих сравнительно крупные гнейсовые купола и массивы (Шаранурский, Ташкинейский и Южный Ольхонский), свидетельствуют о масштабном развитии автохтонной фации гранитоидов раннепалеозойского возраста в Ольхонском регионе. Здесь важно подчеркнуть, что для проведения геохимического анализа эволюции каледонского гранитоидного магматизма в полном объеме до настоящего времени отсутствовали представительные и прецизионные аналитические данные по интрузивным гранитам аллохтонной фации раннепалеозойского магматизма, который представлен в Приольхонье многофазным Аинским гранитным массивом, близким по возрасту и петрохимическим параметрам к K-Na гранитам шаранурского комплекса. В настоящей статье проведены геохимические данные гранитоидов исследуемых комплексов Прибайкалья, представленные в таблицах 2—5, а также на диаграммах (рис. 4).

Спайдер-диаграммы распределения редких и редкоземельных элементов (см. рис. 4) для биотитовых гранитов ранней фазы Аинского массива показывают, что в целом эти породы имеют редкоэлементный состав, близкий к наиболее распространенным K-Na гранитоидам шаранурского комплекса, а следовательно, достаточно близки к среднему составу континентальной коры. Вместе с тем на спайдер-диаграммах фиксируются определенные геохимические различия шаранурских и аинских гранитов, выраженные отчетливыми минимумами нормированных содержаний Ba, Sr, La и Eu, а также повышенными концентрациями Li в последних. Выявленные различия в характере распределения элементов могут

Таблица 3. Редкоземельные элементы в раннепалеозойских гранитоидах шаранурского комплекса (о. Ольхон)

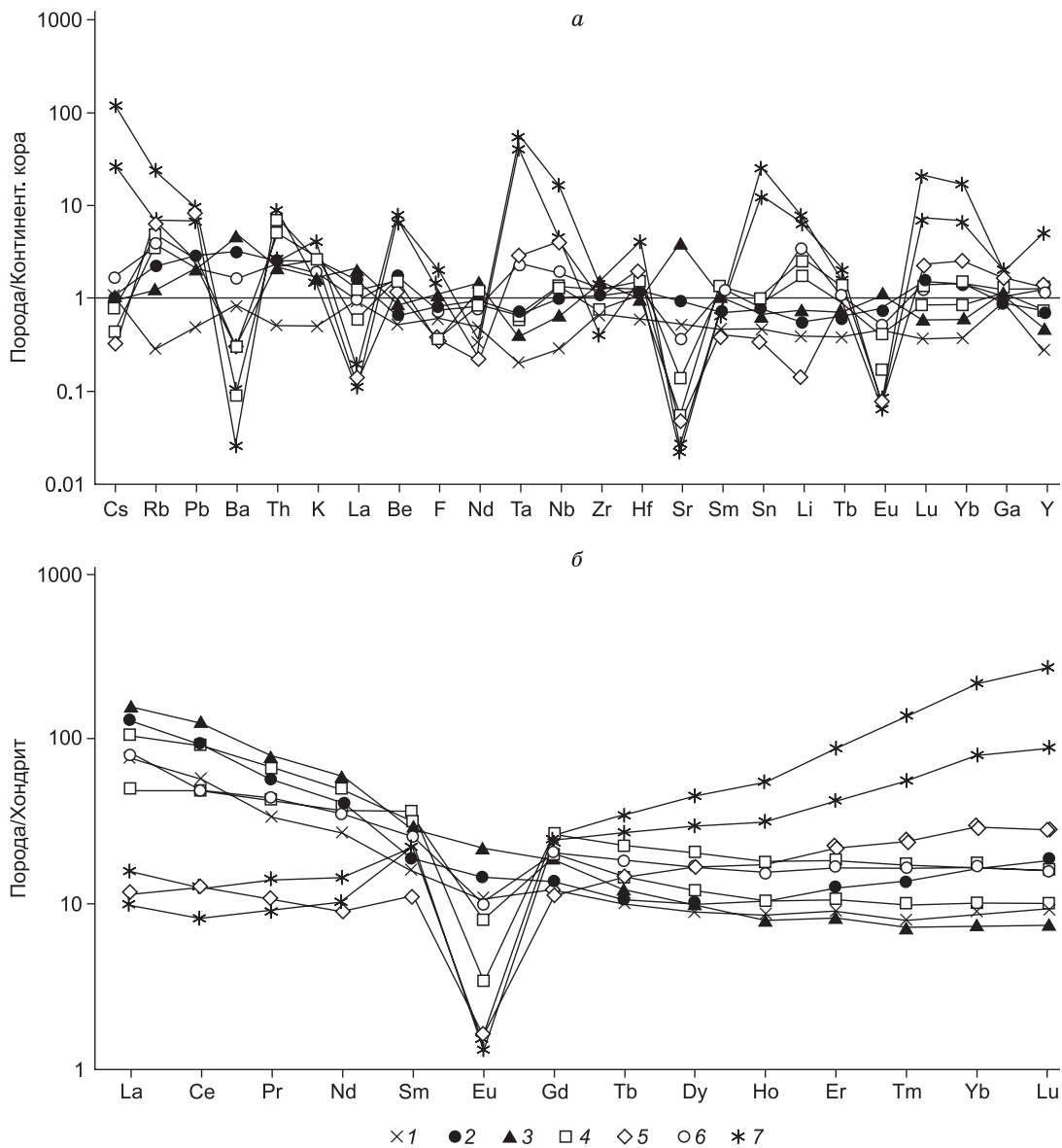
Элемент	Плагиограниты, мигматиты			K-Na гранитоиды						Граносиениты, кварцевые сиениты		
	шрн-17	шрн-91	шрн-153	шрн-11	шрн-45	шрн-73	шрн-95	шрн-115	шрн-181	шрн-50	шрн-83	шрн-148
La, г/т	0.98	9.1	30	13	125	14.6	37	30	47	37	55	13.5
Ce	2.32	22	60	18	308	35	58	66	48	116	107	45
Pr	0.5	3.0	6.50	1.64	25.0	3.85	5.1	6.5	8.6	9.2	10.4	3.47
Nd	2.12	14.2	25	5.6	85	14.8	17	22	30	33	37	14.0
Sm	0.44	3.94	4.67	0.72	10.1	2.5	2.3	3.46	3.72	4.54	4.62	3.1
Eu	0.24	0.77	1.17	1.1	1.15	0.82	0.7	0.48	0.74	1.42	1.66	0.7
Gd	0.45	5.25	4.4	0.75	7.6	2.1	2.3	3.12	2.65	3.97	4.12	3.0
Tb	0.06	1.03	0.6	0.08	0.7	0.26	0.24	0.41	0.3	0.44	0.34	0.42
Dy	0.35	7.0	3.80	0.47	2.9	1.5	1.06	2.5	1.21	2.28	2.21	2.56
Ho	0.06	1.6	0.85	0.09	0.47	0.34	0.16	0.48	0.2	0.42	0.4	0.5
Er	0.2	4.87	2.7	0.3	1.4	1.12	0.42	1.61	0.6	1.25	2.21	0.5
Tm	0.03	0.72	0.42	0.05	0.17	0.2	0.04	0.24	0.07	0.18	0.2	0.22
Yb	0.21	5.1	2.82	0.32	1.28	1.51	0.31	1.76	0.5	0.22	1.28	1.44
Lu	0.034	0.8	0.47	0.06	0.23	0.26	0.06	0.27	0.08	0.22	0.21	0.22
Сумма РЗЭ	4.44	67.1	141.06	39.34	567.4	76.98	122.76	136.95	141.18	208.8	225.5	70.27
La/Yb	4.60	1.78	10.6	40.6	97.6	9.6	119.3	17.04	96.0	29.6	43.0	9.4



Химический состав гранитоидов анского комплекса

Таблица 4.

Элемент	Граниты 1-й фазы				Граниты 2-й фазы				Граниты жильной фазы				Амазонитовые пегматиты			
	Ая-582	Ая-581	Ая-585	Ая-587	Ая-588	Ая-576	Ая-578	Ая-579	Ая-580	Ая-610	Ая-589	Ая-596	Ая-611	Ая-612	Ая-595	Ая-598
SiO <sub>2</sub> , мас. %	74.54	75.94	75.01	75.83	74.48	76.34	76.41	75.93	74.72	76.42	73.50	71.75	74.98	71.47	73.37	74.53
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.02	0.10	0.06	0.12	0.01	0.01	0.01	0.01	<0.02	0.26	0.44	<0.02	0.32	0.03	<0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.38	13.01	13.00	12.86	13.24	13.27	13.52	13.19	13.94	12.98	13.94	13.92	13.84	13.89	14.07	13.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.58	0.66	0.46	0.53	0.54	0.39	0.43	0.26	0.43	0.19	0.70	0.51	0.25	0.19	0.43	0.34
FeO	1.07	0.58	1.13	0.72	1.16	0.50	0.28	0.24	0.45	0.57	1.47	2.46	0.47	2.50	0.77	1.18
MnO	<0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	<0.03	<0.03	<0.03	0.06	<0.03	0.08	0.04	0.05	<0.03	0.12
MgO	0.15	0.04	0.10	0.07	0.13	0.03	0.02	0.02	0.03	0.05	0.34	0.65	0.05	0.38	0.02	0.03
CaO	0.66	0.37	0.73	0.56	0.69	0.03	0.03	0.42	0.15	0.15	0.80	1.63	<0.05	0.71	0.18	0.52
Na <sub>2</sub> O	4.02	3.90	4.08	4.10	4.04	4.37	4.64	4.85	5.25	4.59	4.58	4.73	4.89	4.57	3.45	5.79
K <sub>2</sub> O	4.28	4.49	4.67	4.70	4.62	4.54	4.18	4.19	4.05	4.12	3.44	3.13	4.20	4.01	7.30	2.69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.04	0.03	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.07	0.13	0.03	0.07	0.02	0.02
П.п.п.	0.38	0.34	0.30	0.48	0.34	0.44	0.44	0.50	0.44	0.55	0.40	0.37	0.48	0.70	0.30	0.26
Сумма	99.78	99.81	100.17	100.42	99.84	100.40	100.28	100.06	100.01	99.92	100.08	100.12	99.23	99.39	100.65	99.03
Li, г/т	23	34	28	41	29	2	15	8	36	1	56	79	23	140	122	107
Rb	164	200	150	210	160	316	400	350	240	282	169	131	392	270	1122	348
Cs	1	1	1	1	1	1	1	1	1	<1	1	<1	<1	<1	253	51
Ba	215	33	138	41	143	138	16	12.3	10.1	—	739	—	—	—	47	12.4
Sr	65	13	44	18	43	15	4.55	6.3	5.3	—	112	—	—	—	7.4	8.7
Be	—	—	2.75	3.27	—	2.22	4.36	3.7	—	—	3.08	—	—	—	13	14.9
Sn	—	—	1.45	1.72	—	0.59	0.92	1.0	—	—	1.35	—	—	—	44	22
W	—	—	0.22	0.25	—	0.69	3.95	—	—	—	0.29	—	—	—	11.6	7.9
Pb	—	—	30	29	—	27	33	58	—	—	23	—	—	—	106	79
Zn	—	—	26	35	—	90	0.92	30	—	—	36	—	—	—	60	50
Cu	—	—	4.08	12.1	—	5.6	5.9	5.8	—	—	3.03	—	—	—	2.74	5.2
Co	—	—	0.9	0.67	—	0.54	0.36	2.1	—	—	2.08	—	—	—	0.3	0.62
Ni	—	—	77	79	—	80	75	5.7	—	—	67	—	—	—	67	20
Cr	—	—	22	27	—	24	24	9.3	—	—	14	—	—	—	11.5	26
V	—	—	3.22	1.08	—	<ПГО	0.93	4	—	—	21	—	—	—	0.051	5.1
Y	11.7	28	14.3	24	16.2	25	21	16.3	26	—	22	—	—	—	99	99
Nb	12.1	10.2	10.5	10.3	11.6	32	100	53	37	—	15	—	—	—	35	135
Ta	0.51	0.36	0.43	0.47	0.54	2.01	7.4	4.9	3.4	—	1.64	—	—	—	28	38
Zr	168	104	166	99	181	138	124	109	105	—	172	—	—	—	54	184
Hf	5.8	4.7	0.22	3.97	5.7	7.5	7.5	6.4	6.2	—	4.64	—	—	—	5.6	15
Th	24	50	29	41	22	12.5	25	16.1	9.3	—	12.6	—	—	—	14.1	50
U	4.9	6.9	6.5	39	4.9	13.8	18	16.2	5	—	9.8	—	—	—	3.47	15
F	400	100	200	200	300	100	200	300	100	<200	400	500	<200	700	1100	700



**Рис. 4. Спайдер-диаграммы распределения редких (а) и редкоземельных элементов (б) в гранитоидах Аинского массива и шаранурского комплекса Ольхонского региона.**

Шаранурский комплекс: 1 — плагиограниты, плагиомигматиты о. Ольхон (средний состав); 2 — калий-натриевые гранитоиды (средний состав); 3 — граносиениты, кварцевые сиениты (средний состав); Аинский массив: 4 — граниты 1-й фазы; 5 — гранитоиды 2-й фазы; 6 — гранитоиды 3-й фазы; 7 — амазонитовые пегматиты в пределах Аинского массива.

свидетельствовать, что многофазный Аинский массив при внедрении в метаморфическую толщу претерпел магматическую дифференциацию с фракционированием из расплава щелочных полевых шпатов и плагиоклазов, что определило появление минимумов содержаний указанных элементов.

Лейкограниты 2-й фазы Аинского массива имеют редкоэлементный состав, близкий к биотитовым гранитам ранней фазы, но заметно отличаются более низкими содержаниями легких лантаноидов (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu), а также Li, и более высокими концентрациями тяжелых редкоземельных элементов (см. рис. 4, табл. 5). В них отмечены минимумы нормированных содержаний Ba и Sr. Геохимические особенности различных фаз Аинского массива характеризуют процесс магматической дифференциации многофазной интрузии, где, по-видимому, преобладающим является процесс фракционирования полевых шпатов из гранитного расплава. Совершенно иным характером распределения элементов на спайдер- и редкоземельных диаграммах обладают амазонитовые пегматиты, которые занимают следующее положение по отношению к ранним фазам гранитов Аинского массива. Они имеют максимальные концентрации Cs, Rb, Pb, Be, F, Ta, Sn, Li, Lu, Yb и Y, но минимальные — Ba, La, Nd, Zr, Sr и Eu (см.

Таблица 5. Редкоземельные элементы в раннепалеозойских гранитоидах Аинского массива

Элемент	Ая-585	Ая-587	Ая-576	Ая-578	Ая-589	Ая-595	Ая-598
La, г/т	25	11.8	2.75	1.17	19	3.69	2.29
Ce	56	30	7.7	3.11	30	7.8	4.91
Pr	6.2	3.94	1.01	0.34	4.07	1.32	0.83
Nd	23	17	4.18	1.62	16	6.7	4.69
Sm	4.72	5.3	1.64	0.80	3.76	3.38	3.12
Eu	0.45	0.19	0.09	0.03	0.56	0.074	0.087
Gd	3.95	5.3	2.41	1.27	4.04	4.91	5.4
Tb	0.52	0.82	0.54	0.34	0.66	0.98	1.22
Dy	2.99	5.1	4.15	3.29	4.17	7.40	10.8
Ho	0.57	0.99	0.96	0.86	0.85	1.75	2.96
Er	1.71	2.93	3.55	3.56	2.69	6.90	14
Tm	0.25	0.43	0.60	0.67	0.41	1.39	3.34
Yb	1.64	2.75	4.77	5.6	2.72	12.9	34
Lu	0.25	0.41	0.70	0.91	0.40	2.20	6.5
Сумма РЗЭ	127	86.5	35.01	23.62	90	61.41	94.15
La/Yb	15.24	4.29	0.58	0.21	7.00	0.29	0.067

Примечание. Ая-585, 587 — гранит 1-й фазы, Ая-576, 578 — гранит с флюоритом — 2-й фазы, 589 — жильный гранит в гранитах 1-й фазы, Ая-595, 598 — амазонитовые пегматиты.

рис. 4). Эти геохимические особенности свидетельствуют об отсутствии генетической связи между формированием многофазной Аинской интрузии и пегматоидных редкометалльных гранитов и пегматитов с амазонитом, которые проявлены более широко в Ольхонском регионе Прибайкалья, а также в хр. Хармар-Дабан, и относятся к внутриплитному магматизму [Антипин, Перепелов, 2011].

Главный результат выполненных исследований заключается в том, что К-Na гранитоиды шаранурского комплекса, которые унаследовали свой макро- и микросостав от вмещающей их сланцево-гнейсовой толщи ольхонской серии, имеют петрогеохимическое сходство с гранитами 1-й фазы Аинского массива Приольхонья, что определенно свидетельствует о генетическом родстве автохтонного и интрузивного магматизма. Отметим, что их формирование, по данным U-Pb изотопного датирования цирконов (см. табл. 1), укладывается в относительно узкий возрастной интервал 500—465 млн лет, отвечающий коллизионным обстановкам в Ольхонском регионе.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных геологических и петролого-геохимических исследований показано, что раннепалеозойский коллизионный гранитоидный магматизм в Ольхонском регионе Прибайкалья формировался в достаточно узком возрастном интервале (500—465 млн лет) с образованием как автохтонных мигматит-гранитных комплексов, близких по химизму к вмещающим породам ольхонской толщи, так и многофазных интрузий, внедрившихся в верхние горизонты континентальной коры. Разнообразие составов и геохимических типов гранитоидных пород, объединяемых исследователями в шаранурский и аинский комплексы, охватывает породы как нормальной известково-щелочной, так и субщелочной серий. Выделенные по петрографическим и петрохимическим данным вещественные типы гранитоидов Ольхонского региона различаются минеральным составом. По химическому составу и соотношению  $K_2O/Na_2O$  мигматиты-плагиограниты и К-Na известково-щелочные гранитоиды шаранурского комплекса близки к вмещающим их кристаллическим сланцам и гнейсам, что может быть связано с образованием этих гранитоидов при плавлении метаморфического субстрата ольхонской серии. Граносиениты и кварцевые сиениты на классификационных диаграммах образуют общее поле и единые тренды эволюции с К-Na шаранурскими гранитоидами, что может указывать на их генетическую близость. Однако породы субщелочного ряда обычно пространственно тяготеют к выходам кристаллических сланцев и амфиболитов, плавление которых в коллизионной обстановке могло обуславливать повышенную щелочность выплавки из более основного метаморфического субстрата.

Полученные впервые методом ICP-MS геохимические данные по гранитам многофазного Аинского массива дают возможность выявить достаточно сложную картину его формирования. Вещественная эволюция Аинского интрузива на раннем этапе в значительной мере могла быть связана с составом исходной магмы при плавлении сланцево-гнейсового субстрата ольхонской серии, о чем может свидетельствовать петрохимическое и петрографическое сходство аинских биотитовых гранитов 1-й фазы и

К-На гранитов шаранурского комплекса (см. рис. 3). В дальнейшем геохимическая эволюция многофазного Аинского массива в большей степени определялась процессами внутрикамерной магматической дифференциации интрузива. Эти процессы фиксируются уже при формировании ранней фазы, представленной биотитовыми гранитами (см. рис. 4). При сходстве распределения большинства редких элементов в гранитах шаранурского комплекса и 1-й фазы аинских гранитов в последних на спайдер-диаграммах отчетливо проявлены минимумы содержаний Sr, Ba и Eu, которые, очевидно, связаны с начальным этапом фракционирования полевых шпатов из магматического расплава. Но наиболее выразительно процессы дифференциации Аинского массива проявились при формировании поздней 2-й фазы, для лейкогранитов которой характерно уменьшение концентраций Sr, Ba, Eu, Li, а также легких REE и обогащение тяжелыми редкими землями и высокозарядными элементами (Ta, Nb).

Формирование исследуемых автохтонных и интрузивных гранитоидов укладывается в возрастной интервал, отвечающий раннепалеозойским коллизионным событиям в Ольхонском метаморфическом террейне, а образование синколлизионных гранитоидов связано как с процессами плавления корового протолита (шаранурский комплекс), так и магматической дифференциации (многофазный Аинский массив).

По минералого-геохимическим характеристикам они несопоставимы с редкометалльными пегматоидными гранитами и пегматитами Li-F и Rb-Be-Nb типов [Антипин и др., 2014], жильные тела которых занимают секущее положение по отношению к рассматриваемым в статье гранитоидам, являются среднепалеозойскими образованиями и знаменуют переход к внутриплитному этапу магматизма в Прибайкалье.

Авторы выражают искреннюю благодарность д. г.-м. н. В.А. Макрыгиной, к. г.-м. н. А.М. Федорову и Е.И. Михееву за помощь при проведении экспедиционных, камеральных работ и консультации при обработке собранных материалов.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1.3 (0350-2016-0029) и при поддержке РФФИ (грант 15-05-02772а), а также программы Минобрнауки РФ (5.1688.2017/ПЧ).

#### ЛИТЕРАТУРА

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

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

**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., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Крук Н.Н.** U-Pb — датирование и Sm-Nd — изотопная систематика магматических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // *ДАН*, 2008, т. 423, № 5, с. 651—655.

**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.

**Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Колотилина Т.Б., Волкова Н.И., Травин А.В., Михеев Е.И., Давыденко Ю.А., Бородин Е.В., Хлестов В.В.** Динамика мантийно-корового взаимодействия на глубинных уровнях коллизионных орогенов (на примере Ольхонского региона, Западное Прибайкалье) // *Геодинамика и тектонофизика*, 2017, т. 8, № 2, с. 223—268, <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-2-0240>.

**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.

**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., Буслев 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.

**Иванов А.Н., Шмакин Б.М.** Граниты и пегматиты Западного Прибайкалья. М., Наука, 1980, 219 с.

**Куклей Л.Н.** Тектонические структуры гранитизации (на примере Западного Прибайкалья). М., ОИФЗ АН СССР, 1988, 215 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., Сандимиров И.В., Сандимирова 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.

**Макрыгина В.А., Толмачева Е.В., Лепехина Е.Н.** История кристаллизации раннепалеозойских гранитоидов шаранурского и хайдайского комплексов Ольхонского региона по цирконам (SHRIMP-II), Западное Прибайкалье // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (1), с. 41—55.

**Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Михеев Е.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Хлестов В.В., Хромых С.В.** Реститовые гипербазиты в коллизионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1562—1582.

**Михеев Е.И., Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Баянова Т.Б., Мазукабзов А.М., Травин А.В., Волкова Н.И., Хромых С.В., Хлестов В.В., Тишин П.А.** Возраст синпокровных гранитов в аккреционно-коллизионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья // ДАН, 2017, т. 47, № 5, с. 1405—1423.

**Павловский Е.В., Ескин А.С.** Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. М., Наука, 1964, 128 с.

**Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосенко А.М.** Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1405—1423.

**Федоровский В.С.** Геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона. М-б 1:100 000. М., Изд-во ГИН РАН, 2004.

**Федоровский В.С., Скляров Е.В.** Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика, 2010, № 4, с. 331—418.

**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.

**Шептякова Н.В., Антипин В.С., Куш Л.В.** Коллизионные и внутриплитные палеозойские гранитоиды Прибайкалья: сравнительная геохимия и петрогенезис // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (7), с. 1307—1322.

**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., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.

**Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J.** Pre-collisional (> 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res., 2016, doi:10.1016/j.gr.2016.10.016.

**Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J.** Pre-collisional (> 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res., 2017, v. 42, p. 243—263.

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

Поступила в редакцию  
15 февраля 2018 г.