

**ВЕНД-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ****С.Н. Руднев, П.А. Серов\*, В.Ю. Киселева***Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Котляго, 3, Россия**\* Геологический институт КНЦ РАН, 184209, Мурманская область, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия*

Обобщены результаты геологических, геохронологических, петрогеохимических и изотопно-геохимических исследований (Sr-Nd) поздневендских-раннепалеозойских гранитоидных батолитов Восточной Тувы (Каахемский, Восточно-Таннуольский и Хамсаринский и др.).

Анализ геохронологических данных (U-Pb, Ar-Ar методы) позволил установить, что формирование поздневендских-раннепалеозойских гранитоидов Восточной Тувы прослеживается в возрастном диапазоне 562—450 млн лет на нескольких возрастных рубежах и различных геодинамических этапах развития (*островодужный* — 562—518 млн лет, *аккреционно-коллизийный* — 500—450 млн лет). При этом основной объем гранитоидного магматизма фиксируется на аккреционно-коллизийном этапе развития региона. Среди породных ассоциаций преимущественное развитие получили диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации с различными петрогеохимическими характеристиками.

Результаты петрогеохимических исследований поздневендских-раннепалеозойских плагиогранитоидных ассоциаций позволили установить, что среди них выделяются плагиогранитоиды высоко- и низкоглиноземистого типа, отражающие различные условия формирования исходных расплавов. На островодужном этапе развития региона наблюдаются только низкоглиноземистые плагиограниты толевой (M-тип) и известково-щелочные (I-тип) серии. Формирование исходных для них расплавов происходило при  $P = 3—8$  кбар за счет частичного плавления метабазитов N-MORB-типа в равновесии с амфиболсодержащим реститом. Изотопно-геохимические исследования показали, что для них характерны положительные значения  $\epsilon_{Nd}$  (6.9—6.3) и низкие отношения изотопов стронция ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7034—0.7046$ ). Пониженные в сравнении с деплетированной мантией значения  $\epsilon_{Nd}$ , а также особенности их петрогеохимического состава (наличие Nb-Ta и Ti минимумов) отражают субдукционные характеристики метабазитового субстрата при подчиненном участии древнекорового материала.

На аккреционно-коллизийном этапе развития региона происходило формирование плагиогранитоидов высоко- и низкоглиноземистого типа известково-щелочной серии (I-тип). Высокоглиноземистые плагиогранитоиды являются продуктами плавления метабазитов N-MORB-типа в низах коллизийного сооружения при  $P \geq 15$  кбар в равновесии с гранатсодержащим реститом, а низкоглиноземистые плагиогранитоиды формировались за счет плавления метабазитов в верхних частях этих же коллизийных сооружений, при  $P \leq 8$  кбар в равновесии с амфиболсодержащим реститом. Sr-Nd изотопные данные указывают, что для высоко- и низкоглиноземистых плагиогранитоидов аккреционно-коллизийного этапа развития региона по мере омоложения пород отмечается снижение значений  $\epsilon_{Nd}$  (от 6.2 до 3.4), удвение Nd-модельного возраста  $T_{Nd}(DM)$  (от 0.73 до 0.92 млрд лет) и повышение значений первичных отношений изотопов стронция ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7036—0.7048$ ), которые, как и для плагиогранитоидов островодужного этапа, указывают на существенно метабазитовый состав исходного субстрата при прогрессивной добавке древнего корового материала в область магмогенерации.

*Центрально-Азиатский складчатый пояс, Алтай-Саянская складчатая область, венд-раннепалеозойские гранитоидные батолиты Восточной Тувы, геохронология, геохимия и изотопная геохимия.*

**VENDIAN–EARLY PALEOZOIC GRANITOID MAGMATISM IN EASTERN TUVA****S.N. Rudnev, P.A. Serov, and V.Yu. Kiseleva**

We summarize results of geological, geochronological, petrogeochemical, and isotope-geochemical (Sr-Nd) studies of Late Vendian–Early Paleozoic granitoid batholiths in Eastern Tuva (Kaa-Khem, East Tannu-Ola, Khamsara, etc.).

Analysis of geochronological (U–Pb, Ar–Ar) data has shown that the Late Vendian–Early Paleozoic granitoids in Eastern Tuva formed in several stages in the time interval 562–450 Ma and at different geodynamic stages of the regional evolution: *island-arc* (562–518 Ma) and *accretion–collision* (500–450 Ma), with the latter stage characterized by more intense granitoid magmatism. Diorite–tonalite–plagiogranite associations with different petrogeochemical parameters are the most widespread in the region.

Petrogeochemical studies of the Late Vendian–Early Paleozoic plagiogranitoid associations have revealed high- and low-alumina varieties reflecting different conditions of formation of parental melts. At the island-arc

stage of the regional evolution, only low-alumina plagiogranites of tholeiitic (*M*-type) and calc-alkalic (*I*-type) series formed. Their parental melts were generated at 3–8 kbar through the partial melting of N-MORB-type metabasalts in equilibrium with amphibole restite. Isotope-geochemical studies have shown positive  $\epsilon_{Nd}$  values (6.9–6.3) and low Sr isotope ratios ( $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7034–0.7046$ ). The lower (as compared with the depleted mantle)  $\epsilon_{Nd}$  values and specific petrogeochemical composition (positive Nb–Ta and negative Ti anomalies) of the plagiogranites reflect the subduction nature of metabasic substratum and the subordinate role of ancient crustal material.

At the accretion–collision stage of the regional evolution, high- and low-alumina plagiogranitoids of calc-alkalic series (*I*-type) formed. The high-alumina plagiogranitoids are products of melting of N-MORB-type metabasalts in equilibrium with garnet restite at  $\geq 15$  kbar in the lower part of the collisional structures, and the low-alumina ones formed through the melting of metabasites in equilibrium with amphibole restite at  $\leq 8$  kbar in the upper part of the same structures. The Sr–Nd isotope data for the high- and low-alumina plagiogranitoids generated at the accretion–collision stage show that the rejuvenation of rocks is accompanied by the decrease in  $\epsilon_{Nd}$  (from 6.2 to 3.4) and the increase in their model Nd age  $T_{Nd}(DM)$  (from 0.73 to 0.92 Ga) and ( $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  (0.7036–0.7048). This points to the essentially metabasic composition of the parental substratum, as in the case of the island-arc plagiogranitoids, and the progressive supply of ancient crustal material to the magma chamber.

*Central Asian Fold Belt, Altai–Sayan folded area, Vendian–Early Paleozoic granitoid batholiths in Eastern Tuva, geochronology, geochemistry, isotope geochemistry*

## ВВЕДЕНИЕ

Поздневендские–раннепалеозойские гранитоидные ассоциации тоналит-плагиогранитного состава в раннекаледонских структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) являются наиболее широко распространенными. На современном эрозионном срезе они представлены либо в составе крупных и мелких массивов, образующих обширные поля, либо в составе крупных полихронных батолитов (рис. 1, врезка А), расположенных среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений венд-раннекембрийского возраста [Шокальский и др., 2000; Коваленко и др., 2004; Руднев и др., 2004а; Ярмолюк и др., 2011; Руднев, 2013; и др.]. В том и другом случаях эти ареалы интрузивного магматизма характеризуются определенным набором интрузивных ассоциаций (гранитоиды и габброиды) со специфическими вещественными характеристиками и источниками, возрастной последовательностью формирования, а также определенной длительностью и интенсивностью магматизма и геодинамическими условиями формирования, отражающими определенные стадии роста и эволюции коры этих регионов. В связи с этим целесообразно проводить детальные исследования отдельных очаговых ареалов для того, чтобы выяснить не только историю развития интрузивного магматизма и механизмы формирования гранитоидов, но и длительность магматических процессов, приведших к образованию крупных очаговых ареалов в том или ином сегменте ЦАСП.

Геологические и геохронологические исследования батолитов Алтае-Саянской складчатой области (АССО) и Западной Монголии свидетельствуют, что они имеют сложное строение [Коваленко и др., 2004; Руднев и др., 2004а, 2006, 2008а,б, 2009; Руднев, 2013; и др.] и образованы магматическими ассоциациями различных этапов эволюции регионов. Наиболее представительными в этом отношении являются венд-раннепалеозойские гранитоидные батолиты Восточной Тувы (Каахемский, Восточно-Таннуольский, Хамсаринский, Бийхемский и др., см. рис. 1, врезка Б), образующие крупные магматические ареалы в раннекаледонских структурах АССО. Установлено, что они имеют полихронную природу, в их составе принимают участие гранитоидные ассоциации различной петрогеохимической специализации (*M*-, *I*-, *A*-типы) с резким преобладанием тоналит-плагиогранитных ассоциаций. Также было установлено, что плагиогранитоидный магматизм в вышеупомянутых ареалах (батолитах) характеризуется разной длительностью и интенсивностью проявления. Геологические и геохронологические исследования, проведенные ранее по магматическим образованиям этих батолитов [Руднев и др., 2006; Монгуш и др., 2011; Руднев, 2013] позволили выявить, что формирование плагиогранитоидных ассоциаций происходило в диапазоне возрастов от 562 до 450 млн лет на островодужном (562—518 млн лет) и аккреционно-коллизийном (480—450 млн лет) этапах развития региона. Но поступление все новых и новых данных (геологических, геохронологических и др.) по этим ареалам (батолитам) позволяет более полно раскрыть не только историю развития интрузивного магматизма, но и основные механизмы формирования и источники, ответственные за масштабное гранитообразование.

Целью данной работы является обобщение результатов исследований, полученных авторами работы и другими исследователями при детальном изучении геологического строения, возраста, петрогео-



**Рис. 1. Схема геологического строения Каахемского и Восточно-Таннуольского гранитоидных батолитов Восточной Тувы с вынесенными на ней результатами геохронологического датирования гранитоидов и габброидов по [Козаков и др., 1998, 2001, 2003; Руднев и др., 2006, 2008б, 2013а, 2014а,б; Монгуш и др., 2011; Сугоракова, 2011; Руднев, 2013].**

*Стратифицированные образования:* 1 — четвертичные отложения; 2 — юрские осадочные и терригенные отложения; 3 — осадочные и терригенные отложения нижнего и верхнего карбона, нерасчлененные; 4 — красноцветные осадочные отложения верхнего девона; 5 — осадочные и вулканогенно-осадочные отложения раннего и среднего девона; 6 — вулканогенные отложения раннего девона; 7 — терригенные и карбонатные отложения силура; 8 — осадочные и вулканогенно-осадочные отложения венда—раннего кембрия, нерасчлененные; 9 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения венда—раннего кембрия Агардагской зоны; 10 — докембрийские метаморфические образования Тувино-Монгольского массива. *Интрузивные образования:* 11 — брянский граносенинг-гранит-лейкогранитный комплекс; Д<sub>1</sub>; 12—14 — гранитоидные ассоциации аккреционно-коллизионного этапа,  $\text{C}_3$ — $\text{O}_3$  (12 — гранодиорит-гранитная ассоциация сархойского типа,  $\text{O}_3$ ; 13 — диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации известково-щелочной серии низкоглиноземистого типа (I-тип), нерасчлененные;  $\text{C}_3$ — $\text{O}_3$ ; 14 — диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации известково-щелочной серии высокоглиноземистого типа (I-тип),  $\text{C}_3$ — $\text{O}_3$ ); 15 — диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации толейтовой (M-тип) и известково-щелочной (I-тип) серии низкоглиноземистого типа островного типа, нерасчлененные, V— $\text{C}_1$ ; 16 — перидотит-пироксенит-габброгнатовые и габбро-мондодоритовые ассоциации, нерасчлененные, V— $\text{O}_3$ ; 17 — основные и ультраосновные образования офиолитового типа, V; 18 — тектонические нарушения; 19 — места отбора проб и результаты U-Rb (широк) и Ar-Ar (амфибол) изотопного датирования гранитоидов и габброидов (млн лет) по данным [Козаков и др., 1998, 2001, 2003; Руднев и др., 2006, 2013а, 2014а; Монгуш и др., 2011; Сугоракова, 2011; Руднев, 2013]. Цифрами в скобках показаны названия массивов: 1 — Коптинский, 2 — Буренский, 3 — Зубовский, 4 — Теректыг-Челерский, 5 — Тапсинский, 6 — Караосский, 7 — Мажалыкский, 8 — Байсотский, 9 — выходы гранитоидов в обрамлении Байсотского массива (месторождение Копто), 10 — Шуйский, 11 — район пос. Унжей, 12 — Брянский, 13 — Байбалыкский, 14 — шрок в нижнем течении р. Дерзиг, 15 — Ирбитейский, 16, 17 — плагиогранитоиды в обрамлении Ирбитейского габброидного массива, 18 — выходы плагиогранитоидов в районе пос. Холь-Ожу, 19 — Хольожинский, 20 — выходы плагиогранитоидов на перевале между пос. Шурмак и Самагалтай.

На врезке А показана схема расположения раннепалеозойских гранитоидных батолитов Центрально-Азиатского складчатого пояса: 1 — Сибирская платформа; 2 — микроконтиненты с рифейскими терригенно-карбонатным чехлом; 3 — рифтогенные комплексы ( $\text{R}_3$ ); 4—6 — островные комплексы (O—S); 9 — геологические комплексы среднего палеозоя и раннего мезозоя; 10 — гранитоидные батолиты; 11 — основные разломы; 12 — границы крупной изверженной провинции (Large Igneous Province, LIP [Руднев, 2013]). Цифрами в кружках показаны гранитоидные батолиты Восточной Тувы: I — Каахемский, II — Восточно-Таннуольский, III — Бийхемский, IV — Хамсаринский, VС — Восточный Саян, ГПШ — Горная Шория, ЗС — Западный Саян, КА — Кузнецкий Алаш, ОЗ — Озерная зона.

На врезке Б показана схема тектонического районирования Восточной Тувы: 1 — докембрийские образования Тувино-Монгольского массива (ТМ) и Дербинского блока (ДБ); 2 — ранние каледониды (подзоны: Он — Ондумская, Го — Таннуольская, Хм — Хамсаринская, Уо — Улугойская); 3 — поздние каледониды и герциниды; 4 — раннепалеозойские батолиты (I — Каахемский, II — Восточно-Таннуольский, III — Бийхемский, IV — Хамсаринский, V — Ожинский). Рамкой околнурена область, где проводились геологические и геохронологические исследования гранитоидов и габброидов в составе Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов (см. табл. 1). Цифрами в кружках показаны места отбора проб и результаты Ar-Ar (амфибол) изотопного датирования гранитоидов и габброидов (в млн лет) в районе Аксуевского Су-порфирового месторождения по данным [Сотников и др., 2003].

химического состава и изотопных характеристик (Sm-Nd и Rb-Sr-Nd методы) магматических ассоциаций, участвующих в строении венд-раннепалеозойских батолитов (Каахемский, Восточно-Таннуольский и Хамсаринский), расположенных в раннекаледонских структурах Восточной Тувы. На основе имеющихся данных проведена анализ масштабов развития гранитоидов, возрастной последовательности становления и длительности формирования, а также условий генерации исходных для них расплавов, магмообразующих источников при их формировании на различных геодинамических этапах развития региона.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ПОЗДНЕВЕНДСКИХ-РАННЕПАЛЕЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

Поздневендские-раннепалеозойские гранитоидные батолиты Восточной Тувы, среди которых выделяются Каахемский, Восточно-Таннуольский, Хамсаринский и Бийхемский, являются одними из самых крупных в ЦАСП. Они расположены среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений раннекаледонского возраста в юго-западном складчатом обрамлении Сибирского кратона (см. рис. 1, врезка А). Интрузивные образования, участвующие в строении вышеупомянутых батолитов, ранее объединялись в составе единого таннуольского габбро-гранитного комплекса раннего—среднего кембрия. Этот комплекс впервые выделен и детально описан Г.В. Пинусом, В.А. Кузнецовым и другими исследователями на примере Восточно-Таннуольского батолита, расположенного в осевой части хр. Восточный Танну-Ола. Позднее интрузивные образования этого комплекса в составе Каахемского и Бийхемского батолитов (см. рис. 1), так же как в Восточно-Таннуольском батолите, рассматривались как ассоциация пород основного и среднекислого состава, относящихся к габбро-плагиогранитной формации «пестрого» состава. В последующем габброиды были вычленены в мажалькский и зубовский комплексы раннего кембрия [Руднев, 2013]. Длительная история изучения гранитоидных ассоциаций, особенно в последнее десятилетие, когда стали активно

применяться прецизионные аналитические методы исследования (геохронологические, геохимические и изотопные), привела к пересмотру взглядов на их природу, вещественный состав, время формирования и формационную принадлежность. Более подробно это было рассмотрено в работах [Козаков и др., 1998, 1999; Руднев и др., 2006; Монгуш и др., 2011; и др.]. По мере поступления новых геологических и геохронологических данных по магматическим комплексам Восточно-Таннуольского и Каахемского батолитов, авторами был выделен ряд новых гранитоидных ассоциаций, которые в конечном итоге способствовали пересмотру и корректировке взглядов на венд-раннепалеозойскую историю развития интрузивного магматизма в этом регионе.

Каахемский батолит является одним из крупнейших (более 30000 км<sup>2</sup>) магматических образований венд-раннепалеозойского возраста не только в Восточной Туве, но и в Алтае-Саянской складчатой области в целом. Он изучен более детально как с точки зрения геологического строения и вещественного состава магматических пород, так и возрастной последовательности формирования и изотопно-геохимических характеристик. Каахемский гранитоидный батолит расположен в пределах Ондумской подзоны ранних каледонид Восточной Тувы (см. рис. 1, врезка Б). Интрузивные образования венд-раннепалеозойского возраста, участвующие в строении этого батолита, прорывают вулканогенные отложения ондумской свиты ( $E_1^1$ ) и вулканогенно-осадочные отложения тапсинской свиты ( $E_2^2$ ), а также метаморфические и осадочные породы Тувино-Монгольского массива ( $PR_{1-2}^?$ ) и, в свою очередь, перекрываются осадочными отложениями силура ( $S_{1-2}$ ), вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями девона ( $D_1—D_3$ ) и осадочными отложениями юры ( $J_2$ ). Среди интрузивных образований преимущественное развитие получили породы диорит-тоналит-плагиогранитного и гранодиорит-гранитного состава, образующие крупные и мелкие массивы. Значительно меньшее развитие имеют породы основного состава, среди которых выделяются перидотиты, пироксениты, троктолиты, анортозиты, габбро и габбро-нориты в составе мажалыкского комплекса, а также габбро, габбро-монцодиориты и монцодиориты в составе зубовского комплекса раннего кембрия.

Восточно-Таннуольский батолит представляет собой самостоятельный очаговый ареал проявления раннепалеозойского магматизма, расположенного в южном сегменте (Таннуольская подзона) Таннуольской островной дуги (см. рис. 1, врезка Б). Площадь выходов магматических пород раннепалеозойского возраста в этом батолите на современном эрозионном слое составляет более 10000 км<sup>2</sup>. В плане этот батолит имеет дугообразную форму, ориентированную в субширотном направлении, согласную с общим характером простирания главных тектонических структур и вмещающих вулканогенно-осадочных пород венд-раннекембрийского возраста [Геологическая..., 1983]. Вмещающими породами для гранитоидов Восточно-Таннуольского батолита являются островодужные вулканогенно-осадочные отложения (снизу вверх) кадвойской ( $V$ ) и серлигской ( $E_1^1$ ) свит, вулканогенно-туфогенно-осадочные отложения дыттыгской свиты ( $E_1^1$ ) и туфогенно-карбонатные отложения ирбитейской свиты ( $E_2^2$ ). Гранитоиды таннуольского комплекса прорываются гранодиоритами и гранитами раннего девона и перекрываются вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями раннего—нижнего девона. Характер развития этих свит, их петрографический и петрогеохимический состав подробно описаны в работах [Шаповалов, 2001; Монгуш и др., 2011; и др.]. Изучение гранитоидов таннуольского комплекса в Восточно-Таннуольском батолите в настоящее время проведено на трех опорных участках. Выбор участков для изучения гранитоидов этого батолита определялся не только их доступностью и более или менее хорошей обнаженностью, но и широким разнообразием состава интрузивных пород (от габбро до гранитов). Несмотря на еще слабую изученность вещественного состава и возраста гранитоидных и габброидных ассоциаций, результаты проведенных исследований наглядно свидетельствуют, что Восточно-Таннуольский батолит также имеет сложное строение, а слагающие его основной объем гранитоиды таннуольского комплекса расчленяются на ряд самостоятельных магматических ассоциаций. Следует добавить, что авторы настоящей работы понимают, что выделенные и описанные ниже гранитоидные ассоциации, а также данные об их возрасте и составе, отражают лишь некоторые фрагменты в истории их развития.

Последовательность формирования и масштабы развития раннепалеозойских интрузивных ассоциаций в составе Хамсаринского батолита, расположенного в северной части Таннуольской островной дуги (Хамсаринская подзона, см. рис. 1, врезка Б), в настоящее время изучены фрагментарно. Можно отметить лишь отдельные опорные участки (Ак-Сугское рудное поле), где проведены геохронологические и петрогеохимические исследования [Берзина и др., 1999; Сотников и др., 2003]. Вмещающими породами для гранитоидов являются вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения раннего кембрия. Имеющиеся геологические данные указывают, что основной объем Хамсаринского батолита сложен кварцевыми диоритами, тоналитами и плагиогранитами таннуольского комплекса раннего—среднего кембрия, в меньшей степени габброидами мажалыкского типа раннекембрийского возраста, а также гранодиоритами и гранитами бреньского комплекса раннего девона [Шаповалов, 2001].

### **Этапы, масштабы и геодинамические условия формирования поздневендских-раннепалеозойских гранитоидных ассоциаций Восточной Тувы.**

В поздневендско-раннепалеозойской истории развития интрузивного магматизма Восточной Тувы гранитоды занимают ключевое значение. Это связано не только с грандиозными масштабами их проявления, выразившимися в образовании крупных полихронных батолитов (Каахемский, Восточно-Таннуольский, Хамсаринский и Бийхемский) и ряда крупных массивов, но и с длительностью становления гранитоидов, широким разнообразием их петрогеохимического и изотопного состава. Ранее было установлено, что в позднем венде—раннем палеозое плагиогранитоидный магматизм проявился на островодужном и аккреционно-коллизиионном этапах развития региона. При этом на том или ином этапе интрузивный магматизм проявился не только в разных масштабах, но и различным набором минералого-петрографического и петрогеохимического состава гранитоидов.

Результаты геохронологических исследований, проведенных различными исследователями по поздневендским-раннепалеозойским плагиогранитоидным ассоциациям островодужного и аккреционно-коллизиионного этапов развития Восточной Тувы, представлены в табл. 1.

В настоящее время установлено, что на **островодужном этапе** среди гранитоидов широкое развитие получили только диорит-тоналит-плагиогранитные и тоналит-плагиогранитные ассоциации. Результаты геохронологических исследований показали, что их формирование (в том числе габброидных ассоциаций) прослеживается в диапазоне от 562 до 518 млн лет [Руднев и др., 2006, 2008б, 2013а; Руднев, 2013]. При этом было обнаружено, что в разных сегментах (подзонах) Таннуольской островной дуги плагиогранитоидный магматизм проявился неодинаково как с точки зрения временных интервалов формирования, так и масштабов развития. Так, например, в Каахемском батолите, расположенном в Ондумской подзоне ранних каледонид Восточной Тувы (см. рис. 1), а также в Хамсаринском батолите (~532 млн лет) в составе одноименной подзоны, островодужный магматизм имеет более продолжительную историю развития (562—536 млн лет, см. табл. 1) и фиксируется преимущественно на начальной стадии развития Таннуольской островной дуги. На этом временном интервале происходило формирование лишь только мелких интрузий плагиогранитоидов (Коптинский, Буренский и др. массивы, см. рис. 1). В то время как в Восточно-Таннуольском батолите (Таннуольская подзона) имеющиеся по плагиогранитоидам геологические данные указывают, что наиболее широкое развитие (восточная и центральная части батолита, см. рис. 1) они получили на завершающем этапе формирования Таннуольской островной дуги, в возрастном диапазоне от 522 до 518 млн лет.

В целом же, несмотря на такой неравномерный характер развития плагиогранитоидного магматизма во времени в пределах Таннуольской островной дуги в Восточной Туве, отмечается определенное сходство по масштабам развития и времени формирования с островодужным плагиогранитоидным магматизмом в сопредельных регионах. В частности, практически аналогичный характер развития интрузивного магматизма зафиксирован как в Алтае-Северосаянской островодужной зоне (Западный Саян и Горная Шория, 545—520 млн лет), где максимальный объем плагиогранитоидов приходится на рубеж 525—520 млн лет [Руднев и др., 2005, 2013а,б]. Сходная ситуация отмечается в Озерной зоне Западной Монголии (551—518 млн лет), где плагиогранитоидные ассоциации наиболее широкое развитие получили в возрастном диапазоне 535—518 млн лет [Руднев и др., 2013а]. Авторы настоящей работы предполагают, что увеличение объема плагиогранитоидного магматизма (в том числе и вулканогенных образований, как показывают геологические наблюдения) на более поздних стадиях развития Таннуольской островной дуги, так же как и в других ареалах островодужного венд-раннекембрийского магматизма АССО (Западный Саян и Горная Шория [Руднев и др., 2013а,б]) и Западной Монголии (Озерная зона), вероятнее всего, связано с более мощным прогревом океанической коры и степенью ее плавления поднимающимися мантийными расплавами (что фиксируется по присутствию интрузий габброидного состава) в надсубдукционной зоне.

**Аккреционно-коллизиионный этап** развития интрузивного магматизма в каледонских структурах Восточной Тувы характеризуется широкомасштабным всплеском гранитоидного магматизма кембро-ордовикского возраста. На этом этапе гранитоидные интрузии образуют основной каркас батолитов. В отличие от островодужного этапа, в этом регионе широко развиты разновозрастные диорит-тоналит-плагиогранитные и диорит-гранодиорит-гранитные ассоциации, в том числе и габброидные ассоциации (см. табл. 1). В настоящей статье особое внимание уделено плагиогранитоидным ассоциациям. Что же касается особенностей вещественного состава, времени формирования и масштабов развития пород гранодиорит-гранитных ассоциаций, объединяемых в составе сархойского комплекса (Бреньский, Байбалыкский и Каргинский массивы, см. рис. 1), то они будут охарактеризованы кратко, поскольку более подробно были описаны ранее [Руднев и др., 2004б, 2006; Руднев, 2013].

Плагиогранитоидные ассоциации кембро-ордовикского возрастного уровня в батолитах Восточной Тувы имеют очень широкое развитие. По петрографическому составу среди них преимущественное развитие получили диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации, в меньшей степени тоналит-плагио-

Таблица 1. Обзор результатов U-Pb и Ar-Ar изотопного датирования венд-раннепалеозойских гранитоидных и габброидных ассоциаций Восточной Тувы

Ареал	Массив (ассоциация, геохимический тип)	Этап формирования	Возраст (млн лет), порода	Метод	Источник
Казахский батолит	Коптинский (диорит-тоналит-плагиогранитная, <Al I)	О	562 ± 4 (Д)	U-Pb SHRIMP-II (3)	[Руднев и др., 2006; Руднев, 2013]
	Буренский (тоналит-плагиогранитная, <Al I)	»	536 ± 4 (Пл)	Ar-Ar (Амф)	»
	Зубовский (габбро-монцодиорит-граносиенитовая (А-тип))	АК	512 ± 2 (Мд)	Ar-Ar (Амф)	»
	Теректыг-Чедерский (тоналит-плагиогранитная, >Al I)	»	499 ± 5 (Пл)	U-Pb SHRIMP-II (3)	[Руднев и др., 2014а]
	Караосский (тоналит-плагиогранитная, >Al I)	»	490 ± 3 (Пл)	U-Pb SHRIMP-II (3)	»
	Тапсинский (диорит-тоналит-плагиогранитная, <Al I)	»	486 ± 4 (То)	U-Pb SHRIMP-II (3)	»
	Мажалыкский (перидотит-пироксенит-габброноритовая)	»	484 ± 2 (Г) 478 ± 2 (Ант)	Ar-Ar (Амф) U-Pb TIMS (1)	[Бородина и др., 2004] [Сальникова и др., 2003]
	Обрамление Байсютского массива (диорит-тоналит-плагиогранитная, <Al I)	»	479 ± 2 (Д)	U-Pb SHRIMP-II (3)	[Руднев, 2013]
	Байсютский (тоналит-плагиогранитная, >Al I)	»	474 ± 4 (Пл)	U-Pb SHRIMP-II (3)	[Руднев и др., 2006; Руднев, 2013]
	Шуйский (перидотит-пироксенит-габброноритовая)	»	449 ± 4 (Г)	Ar-Ar (Амф)	[Сугоракова, 2011]
	Район пос. Унжей (диорит-тоналит-плагиогранитная, <Al I)	»	451 ± 6 (Д)	U-Pb TIMS (1)	[Козаков и др., 1998]
	Бренский и Байбалыкский (диорит-гранодиорит-гранитная, I)	»	450 ± 4 (Гр) 450 ± 5 (Гр)	U-Pb TIMS (1) U-Pb TIMS (2)	[Козаков и др., 2003; Руднев и др., 2006; Руднев, 2013]
Восточно-Таннуольский батолит	Ирбитейский (перидотит-пироксенит-габброноритовая)	О	539 ± 6 (Г)	Ar-Ar (Амф)	[Монгуш и др., 2011]
	Обрамление Ирбитейского массива (диорит-тоналит-плагиогранитная, <Al I)	»	522 ± 4 (Д) 518 ± 2 (Д)	U-Pb SHRIMP-II (3) U-Pb TIMS (1)	[Руднев и др., 2008б, 2013а] [Монгуш и др., 2011; Руднев, 2013]
	Обрамление Хольожинского массива (тоналит-плагиогранитная, <Al I)	»	518 ± 2 (Пл)	U-Pb SHRIMP-II (3)	[Руднев и др., 2008б, 2013а; Руднев, 2013]
	Хольожинский (тоналит-плагиогранитная, >Al I)	АК	471 ± 3 (То)	U-Pb SHRIMP-II (3)	[Руднев и др., 2014а]
	Перевал между п. Самагалтай и Шурмак (диорит-тоналит-плагиогранитная, <Al I)	»	457 ± 3 (Д)	U-Pb TIMS (1)	[Козаков и др., 2001]
Хамсаринский батолит	Район месторождения Ак-Суг Тоналиты и плагиограниты	О	532 ± 3 (То)	Ar-Ar (Амф)	[Сотников и др., 2003]
	Габброиды	АК	497 ± 1 (Г)	»	»
	Диориты, тоналиты и плагиограниты	»	489 ± 2 (Пл)	»	»
	Диориты, тоналиты и плагиограниты	»	462 ± 2 (Пл)	»	»

Примечание. (1) — U-Pb изотопные исследования выполнены по цирконам методом TIMS в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 по методике [Krogh, 1973], (2) — U-Pb изотопные исследования выполнены по цирконам в ГЕОХИ РАН (Москва) на одноколлекторном твердофазном масс-спектрометре TSN 206А, (3) — U-Pb изотопные исследования выполнены по цирконам на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург). Ar-Ar-изотопные исследования выполнены по амфиболу в ИГМ СО РАН (Новосибирск) на масс-спектрометре «Noble gas 5400» по методике [Травин и др., 2009]. АК — аккреционно-коллизийный этап, О — островодужный этап, Амф — амфибол, Ант — анортозит, Г — габбро, Гр — гранит, Д — кварцевый диорит, Мд — монцодиорит, Пл — плагиогранит, То — тоналит, >Al I — высокоглиноземистые плагиогранитоиды известково-щелочной серии, <Al I и <Al M — низкоглиноземистые плагиогранитоиды известково-щелочной и толеитовой серии соответственно, по классификации [Арт, 1983]. Привязку массивов см. рис. 1.

гранитные и плагиогранитные. Ранее было установлено, что в Каахемском батолите формирование плагиогранитоидных ассоциаций происходило в возрастном диапазоне от 480 до 450 млн лет. Приблизительно в этом же возрастном интервале фиксируется становление плагиогранитоидов в составе Восточно-Таннуольского (~457 млн лет) и Хамсаринского батолитов (497—462 млн лет) [Козаков и др., 2001; Сотников и др., 2003]. Однако проведенные дополнительные геохронологические исследования [Руднев и др., 2014а] по ряду массивов в составе Каахемского (Теректыг-Чедерский, Караосский и Тапсинский) и Восточно-Таннуольского (Хольожинский) батолитов [Руднев и др., 2014а,б] позволили выявить более ранние возрастные рубежи формирования плагиогранитоидных ассоциаций (см. табл. 1, рис. 1). Учитывая ранее опубликованные и новые геохронологические данные, формирование плагиогранитоидов в Каахемском батолите происходило в диапазоне возрастов от 500 до 486 млн лет, в Восточно-Таннуольском батолите — от 471 до 457 млн лет. Таким образом, обобщение уже имеющихся и новых результатов геохронологических исследований (см. табл. 1) указывает на более продолжительную (от 500 до 450 млн лет [Руднев и др., 2014б]) и более сложную историю развития плагиогранитоидного магматизма на кембро-ордовикском этапе развития региона, чем это предполагалось ранее. Следует подчеркнуть, что во всех вышеупомянутых батолитах, помимо плагиогранитоидов широкое развитие получили габброидные ассоциации, которые, согласно данным геологических наблюдений и геохронологических исследований (U-Pb и Ar-Ar методы), всегда предшествуют гранитоидам. Как видно из табл. 1, становление габброидных ассоциаций (дунит-пироксенит-габбровые, габбро-монцодиоритовые) фиксируется на нескольких возрастных уровнях: Зубовский массив —  $512 \pm 2$  млн лет, Мажалыкский —  $484 \pm 2$  млн лет, Шуйский —  $449 \pm 4$  млн лет и другие мелкие массивы в составе Каахемского батолита, а также габброиды в районе месторождения Ак-Суг в составе Хамсаринского батолита —  $497 \pm 1$  млн лет (см. табл. 1 и врезку *Б* на рис. 1), которые, как предполагается, и являлись основным источником тепла (возможно, и вещества), обеспечивающим неоднократный прогрев коллизионного сооружения на разных глубинах и выплавление крупных объемов кислых расплавов. При этом наиболее масштабное развитие плагиогранитоидного магматизма отмечается на более поздних этапах. Если на ранних этапах (500—470 млн лет) плагиогранитоидные ассоциации наблюдаются в составе небольших массивов, расположенных главным образом в западной и северо-западной частях Каахемского батолита, то на более позднем возрастном уровне (460—450 млн лет) объемы плагиогранитоидного магматизма резко возрастают, и он получил преимущественное развитие в центральной части батолита. Следует добавить, что несколько позднее, но практически на этом же возрастном уровне, в центральной и восточной частях Каахемского батолита происходило становление гранодиоритов и гранитов сархойского комплекса (~450 млн лет, Бреньский, Байбалыкский и Каргинский массивы, см. рис. 1, табл. 1), которые занимают приблизительно половину его площади. Судя по геологическому положению гранитоидов сархойского комплекса в составе батолита, они являются сшивающими между разными по составу тектоническими блоками (террейнами). С одной стороны, они прорывают вулканогенные образования Таннуольской островной дуги венд-раннекембрийского возраста, с другой стороны, они прорывают докембрийские образования Тувино-Монгольского массива (см. рис. 1). Таким образом, в геологическом строении Каахемского батолита прослеживается четкая направленность увеличения объема гранитоидного магматизма по мере омоложения пород в направлении с запада на восток. Такая тенденция в характере проявления гранитоидного магматизма в пространстве и во времени на кембро-ордовикском этапе развития региона может быть связана с несколькими причинами. Во-первых, это может быть следствием смещения теплового мантийного потока («голова» плюма) в восточном направлении или более мощным его влиянием на поздних этапах, когда в процессы плавления вовлекались породы из различных по составу террейнов (Таннуольской островной дуги и Тувино-Монгольского массива). Косвенно это предположение подтверждается пространственно-временным положением базитовых интрузий и близкоодновозрастных с ними гранитоидов в составе Каахемского батолита (см. рис. 1). Наиболее отчетливо это можно продемонстрировать как на примере Зубовского габбро-монцодиоритового массива (512 млн лет), расположенного в западной части Каахемского батолита среди полей развития плагиогранитоидных ассоциаций с возрастом 500—480 млн лет, так и на примере габброидов Шуйского (~450 млн лет) и других мелких массивов, расположенных в центральной части батолита среди одновозрастных с ними (~450 млн лет, см. табл. 1) пород диорит-тоналит-плагиогранитного и гранодиорит-гранитного состава. Во-вторых, такая пространственно-временная взаимосвязь может быть следствием процессов аккреции разнородных по составу и возрасту террейнов (Таннуольской островной дуги и Тувино-Монгольского массива, см. рис. 1, врезка *Б*) и дальнейшего их одновременного перемещения в западном направлении над областью мантийного плюма, тепловое воздействие которого на породы коллизионного сооружения прослеживалось на нескольких возрастных уровнях.

Обращает на себя внимание специфичность в характере развития кембро-ордовикского гранитоидного магматизма в Восточной Туве по сравнению с другими регионами ЦАСП, в частности, с Озерной зоной Западной Монголии и Горной Шорией. Здесь можно отметить ряд сходств и различий.

Во-первых, если возрастные интервалы формирования гранитоидов в Восточной Туве (500—450 млн лет), Озерной зоне (511—449 млн лет) и Горной Шории (505—469 млн лет) практически идентичны [Руднев, 2013], то при рассмотрении характера изменения масштабов развития гранитоидов во взаимосвязи со временем их становления они существенно отличаются друг от друга. Как уже отмечалось выше, если в Восточной Туве гранитообразование прослеживается с нарастающим объемом от ранних этапов к поздним (с максимумом в последних — 460—450 млн лет), то в Озерной зоне и Горной Шории, гранитоидные ассоциации наиболее широкое развитие получили на ранних этапах аккреционно-коллизийных процессов (511—494 и 505—493 млн лет соответственно), а на более поздних этапах они имеют ограниченное развитие [Руднев и др., 2009, 2012, 2014б; Ярмолюк и др., 2011; Руднев, 2013]. Во-вторых, обращая внимание на вещественный состав гранитоидов и временные интервалы их формирования, здесь отмечается следующее. Если в Восточной Туве формирование плагиогранитоидных ассоциаций на кембро-ордовикском этапе развития региона прослеживается на всех возрастных рубежах (от 500 до 450 млн лет) и завершается формированием крупных объемов гранитоидов гранодиорит-гранитного состава (Бренский и Каргинский массивы, см. рис. 1), характеризующихся более высокими содержаниями щелочей и калия, то, в отличие от них, в Озерной зоне и Горной Шории максимальный объем плагиогранитоидного магматизма фиксируется на ранних этапах аккреционно-коллизийных процессов в возрастном диапазоне 511—494 млн лет и резко снижается на более поздних этапах, а затем сменяется формированием лишь небольших интрузий гранодиорит-гранитного состава. Предполагается, что такие отличия в масштабах и характере развития интрузивного магматизма в этих регионах являются следствием многих факторов, среди которых могут иметь место следующие: а) разная удаленность от теплового источника (плюма и/или горячих точек мантии) и, как следствие, разная степень прогрева и плавления пород коллизийного сооружения в том или ином сегменте развития каледонид ЦАСП; б) различия в вещественном составе и мощности пород, участвующих в строении коллизийного сооружения, и многими другими факторами.

#### **ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЗДНЕВЕНДСКИХ-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЛАГИОГРАНИТОИДНЫХ АССОЦИАЦИЙ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ, УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОЧНИКИ**

В предыдущем разделе были установлены возрастное положение тех или иных плагиогранитоидных ассоциаций в составе Каахемского, Восточно-Таннуольского и Хамсаринского батолитов и их сателлитов, а также характер их масштабов развития на островодужном и аккреционно-коллизийном этапах развития региона. В настоящем разделе будет проведен общий анализ состава поздневендских-раннепалеозойских плагиогранитоидных ассоциаций Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов как наиболее изученных магматических ареалов. Здесь будут обсуждены не только петро- и геохимические характеристики плагиогранитоидов для того, чтобы показать различия в их вещественном составе и условиях выплавления исходных для них расплавов, но и приведены результаты изотопно-геохимических исследований плагиогранитоидов, которые в совокупности с петрогеохимическими параметрами, позволят оценить составы магнообразующих субстратов.

Обобщение результатов исследований петрогеохимического состава плагиогранитоидных ассоциаций в составе Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов, представленных в работах [Руднев и др., 2005, 2006; Монгуш и др., 2011; Руднев, 2013], позволило выделить среди них плагиогранитоиды различных петрохимических типов. Для вещественной систематики плагиогранитоидов использовалась совокупность данных по содержанию петрогенных (общая щелочность и калиевоность пород) и редких элементов. Наиболее распространенной классификацией плагиогранитоидов в настоящее время является классификация, согласно которой они разделяются на породы толеитовой (*M*-тип), известково-щелочной (*I*-тип) серий [Chappell, White, 1974; White, 1979]. В соответствии с вещественными характеристиками, плагиогранитоиды *I*-типа разделяются на низко- и высокоглиноземистые, подразумевая в первую очередь их различия в *P-T* условиях образования и тектонической позиции [Арт, 1983; Drummond, Defant, 1990; Beard et al., 1991; Rapp, Watson, 1995; Drummond et al., 1996; Туркина и др., 2000; Martin et al., 2005; Castillo, 2006]. Высокоглиноземистые плагиограниты характеризуются  $Al_2O_3 > 15\%$  (при  $SiO_2 \geq 70$  мас. %),  $Yb < 1.2$  г/т и низкими содержаниями тяжелых РЗЭ. По данным экспериментальных исследований, они формируются либо путем плавления погружающейся в зоне субдукции молодой и горячей океанической плиты, либо за счет плавления метабазитов, расположенных в основании утолщенной коры при  $P > 15$  кбар в равновесии с гранатсодержащим амфиболитовым, гранулитовым и эклогитовым реститом. Низкоглиноземистые плагиограниты имеют  $Al_2O_3 < 15\%$ ,  $Y > 1.2$  г/т и более высокие содержания тяжелых РЗЭ. Они образуются за счет частичного плавления метабазитов при  $P = 3—8$  кбар в равновесии с амфиболсодержащим реститом (например, в океанических островных дугах). Близкие условия могли реализоваться и в аккреционно-коллизийных обстановках [Barnes et al.,

1996; Лучицкая, 2001; Whalen et al., 2002]. Таким образом, при анализе геодинамических условий формирования конкретных тоналит-плагиогранитных ассоциаций необходимо учитывать следующие критерии: структурное положение, состав вмещающих комплексов, возраст тоналит-плагиогранитов, их связь с региональными геологическими событиями, вещественный состав,  $P$ - $T$  условия формирования расплавов и состав источника (N-MORB, островодужные и плюмовые).

Среди поздневендских-раннекембрийских плагиогранитоидных ассоциаций *островодужного этапа* (562—518 млн лет) развития Восточной Тувы по петрогеохимическим характеристикам выделяются низкоглиноземистые плагиогранитоиды толеитовой ( $M$ -тип) и известково-щелочной серии ( $I$ -тип). Причем характер их развития в составе того или иного батолита существенно отличается. Если в составе Каахемского батолита преобладают плагиограниты толеитовой серии, то в Восточно-Таннуольском батолите преимущественное развитие имеют плагиогранитоиды известково-щелочной серии (обрамление Ирбитейского габброидного массива и центральная часть батолита). В то же время отчетливо прослеживаются различия во времени их формирования. Толеитовые плагиограниты ( $M$ -тип) присутствуют в том и другом батолитах, и их становление происходило как на ранних (562—536 млн лет, Коптинский, Буренский и другие массивы в составе Каахемского батолита, см. рис. 1), так и на поздних (~518 млн лет, район пос. Холь-Ожу в составе Восточно-Таннуольского батолита) этапах формирования Таннуольской островной дуги. Известково-щелочные низкоглиноземистые плагиогранитоиды ( $I$ -тип) наблюдаются только на поздних этапах развития островной дуги (522—518 млн лет) в составе Восточно-Таннуольского батолита, но имеют более широкое развитие в отличие от толеитовых плагиогранитов. Следует отметить, что широкое развитие в каледонидах Восточной Тувы плагиогранитоидов толеитовой серии на островодужном этапе является характерной чертой, поскольку, как показали исследования, в других сопредельных регионах (например, в Западном Саяне и Озерной зоне Западной Монголии) толеитовые плагиограниты не зафиксированы. Предполагается, что такие региональные отличия в характере развития толеитовых плагиогранитов, вероятнее всего, связаны либо со специфическим составом магмообразующих субстратов, вовлекаемых в плавление, либо со степенью плавления и  $P$ - $T$  условиями выплавления исходных расплавов, либо с другими причинами. Не вдаваясь в подробности петрогеохимических характеристик плагиогранитоидов толеитовой серии, которые описаны ранее в работах [Руднев и др., 2006, 2013а, 2014а; Руднев, 2013], отметим лишь самые главные и характерные их черты. По петрохимическому составу, как видно из табл. 2 и диаграмм (рис. 2, а, б), плагиогранитоидные ассоциации толеитовой серии ( $M$ -тип) Коптинского и Буренского массивов в составе Каахемского батолита и района пос. Холь-Ожу в составе Восточно-Таннуольского батолита относятся к гранитоидам нормального ряда и характеризуются низкими содержаниями  $K_2O$  и  $K_2O + Na_2O$ . На диаграмме  $Ab—An—Or$  (см. рис. 2, в) фигуративные точки их составов располагаются в поле тоналитов и плагиогранитов (трондьемитов). Для них характерны как пологие, так и положительные спектры распределения редкоземельных элементов (главным образом за счет более высоких суммарных содержаний тяжелых лантаноидов), минимумы по европию ( $Eu/Eu^* = 0.5—1.0$ ), низкие отношения  $(La/Yb)_N$  (преимущественно 0.4—0.8) и  $Sr/Y$  (преимущественно 3—7, иногда 20—27, см. табл. 2), а также минимумы Nb, Ta и Ti (см. табл. 2, рис. 3, а—в). В отличие от них, низкоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации известково-щелочной серии ( $I$ -тип) островодужного этапа (диориты, тоналиты и плагиограниты в обрамлении Ирбитейского габброидного массива, см. рис. 1) характеризуются более высокими содержаниями редкоземельных элементов (РЗЭ), преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ( $(La/Yb)_N = 1.6—5.1$ ), минимумами по европию ( $(Eu/Eu^*)_N = 0.5—0.7$ ) и  $Sr/Y = 5—12$  (см. табл. 2, рис. 3, г). Таким образом, учитывая петрохимический состав плагиогранитоидов толеитовой и известково-щелочной серий и их геохимические характеристики, а также положение фигуративных точек их состава на диаграммах  $Al_2O_3—Yb$  и  $Eu—Yb$  (см. рис. 4), исходные для них расплавы формировались за счет частичного плавления метабазитов N-MORB-типа при  $P = 3—8$  кбар в равновесии с  $Pl + Crx + Orx$  и  $Hbl + Pl \pm Crx \pm Orx$  реститами.

Результаты Sm-Nd и Rb-Sr изотопных исследований толеитовых плагиогранитоидов ( $M$ -тип) островодужного этапа развития региона показали, что они, независимо от времени формирования (от 562 до 518 млн лет), характеризуются положительными и практически устойчивыми значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$ , варьирующими в диапазоне от +6.5 до +6.3, а также широкими вариациями изотопных отношений стронция ( $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7034—0.7046$ ). Sr-Nd-изотопные данные с учетом петрохимического состава плагиогранитоидов и их геохимических характеристик свидетельствуют о существовании метабазитовом составе магмообразующего субстрата с некоторой добавкой древней коровой компоненты в область генерации исходных магм. Низкоглиноземистые плагиогранитоиды известково-щелочной серии островодужного этапа, как уже упоминалось выше, формировались на более позднем этапе становления Таннуольской островной дуги (522—518 млн лет, Восточно-Таннуольский батолит, см. табл. 1) и, несмотря на это, характеризуются близкими значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$  (+6.9), позднерифейским Nd-модельным возрастом ( $T_{Nd}(DM) = 0.69$  млрд лет) и низкими отношениями изотопов стронция ( $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7037$ , см. рис. 5).

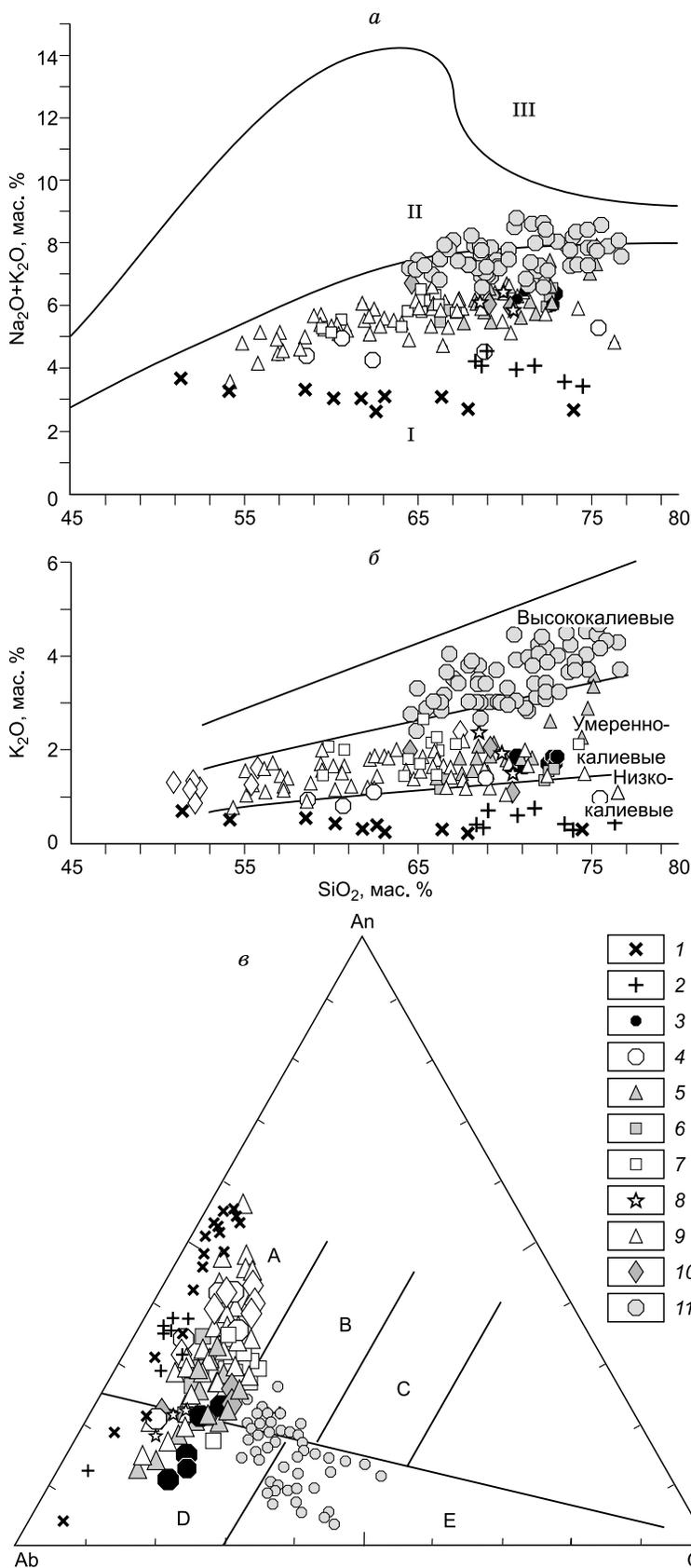
Таблица 2. Содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов в представительных образцах плагиигранитоидов островодужного этапа (поздний венд—ранний кембрий) Каахемского и Восточно-Ганнуольского батолитов Восточной Тувы

Компонент	Каахемский батолит						
	Диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация, (Коптинский массив) [Руднев и др., 2006]				Тоналит-плагиигранитная ассоциация, (Буренский массив) [Руднев и др., 2006]		
	Д375/1	Д404	Д23	Д828	Д675/1**	Д550	Д71
SiO <sub>2</sub> , мас. %	54.20	60.20	63.10	66.40	68.36	70.70	73.48
TiO <sub>2</sub>	0.84	0.56	0.67	0.64	0.43	0.41	0.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.80	16.00	15.42	13.90	14.10	14.76	12.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	9.00	8.59	7.50	7.92	5.63	4.81	4.67
MnO	0.14	0.15	0.16	0.07	0.07	0.10	0.03
MgO	2.50	2.50	2.61	1.47	1.34	0.92	0.08
CaO	9.51	6.72	5.74	5.11	4.07	4.07	3.51
Na <sub>2</sub> O	2.81	2.63	2.89	2.80	3.83	3.36	3.18
K <sub>2</sub> O	0.51	0.40	0.19	0.27	0.37	0.57	0.38
П.п.п.	1.87	3.11	1.83	0.86	1.86	0.84	1.37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.07	0.10	0.06	0.06	0.05	0.09
Сумма	99.35	100.38	99.71	98.96	99.78	100.15	99.09
Rb, г/т	4.7	1.98	1.8	1.90	1.1	7.7	2.1
Sr	434	113	310	146	114	161	106
Ba	320	74	102	89	98	150	136
Y	16.0	17.3	15.5	23.9	41.7	26.8	32.6
Zr	38	17	14	15	80	38	57
Hf	1.50	0.92	0.57	0.68	2.00	1.70	1.71
Nb	2.1	0.58	2.1	0.17	0.3	2.5	0.76
Ta	0.16	0.07	0.10	0.04	0.1	0.06	0.39
Th	1.50	0.47	0.32	0.24	0.6	0.45	0.73
U	0.56	0.21	0.16	0.50	0.4	0.30	0.27
La	5.37	1.68	3.70	2.09	3.90	2.20	3.91
Ce	11.22	4.69	9.40	6.57	10.7	6.50	10.33
Pr	1.68	0.76	1.60	1.36	—	1.20	1.74
Nd	7.21	4.24	7.70	6.46	8.8	6.10	9.17
Sm	2.00	1.51	2.00	2.15	3.06	2.00	2.87
Eu	0.72	0.62	0.73	0.52	0.85	0.75	0.89
Gd	2.88	2.18	2.70	3.33	4.20	3.40	3.30
Tb	0.40	0.46	0.41	0.57	0.79	0.68	0.70
Dy	2.80	3.18	2.80	3.89	—	4.50	5.03
Ho	0.56	0.77	0.57	0.84	—	0.98	1.06
Er	1.76	2.32	1.60	2.63	—	3.00	3.15
Tm	0.29	0.37	0.24	0.34	—	0.53	0.53
Yb	1.84	2.17	1.60	1.92	3.74	3.20	3.24
Lu	0.32	0.33	0.24	0.31	0.58	0.53	0.52
ΣPЗЭ	39.05	25.28	35.29	32.98	36.6	35.6	46.4
(La/Yb) <sub>N</sub>	2.0	0.5	1.6	0.7	0.7	0.5	0.8
(Eu/Eu*) <sub>N</sub>	0.9	1.0	1.0	0.6	0.7	0.9	0.9
Sr/Y	27	7	20	6	3	6	3

Компонент	Восточно-Таннуольский батолит							
	Плагиигранитная ассоциация (обрамление Хольожинского массива) [Руднев, 2013]			Диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация (обрамление Ирбитейского габброидного массива) [Руднев, 2013]				
	P76	P79/2	P75/4	PT-10**	PT-10/2	PT-10/1	A-202	PT-8/5
SiO <sub>2</sub> , мас. %	72.70	72.90	73.00	58.64	60.68	62.44	68.89	75.46
TiO <sub>2</sub>	0.41	0.32	0.38	0.63	0.82	0.78	0.50	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.20	12.20	12.20	16.27	15.66	15.56	14.78	12.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	4.19	4.69	4.60	8.28	7.82	7.45	4.55	2.21
MnO	0.11	0.09	0.08	0.19	0.16	0.16	0.09	0.03
MgO	0.05	0.05	0.06	3.70	2.81	2.80	2.04	1.05
CaO	3.13	2.32	2.32	6.73	6.22	5.50	4.13	2.41
Na <sub>2</sub> O	4.54	4.38	4.54	3.49	4.18	3.19	3.15	4.35
K <sub>2</sub> O	1.85	1.70	1.85	0.93	0.80	1.09	1.39	0.96
П.п.п.	0.88	1.07	0.74	1.36	0.88	0.94	1.06	0.94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.08	0.08	0.10	0.16	0.18	0.10	0.04
Сумма	99.87	99.56	99.55	100.32	100.19	100.09	100.68	100.33
Rb, г/т	17	17	12	15	12	18	17	16
Sr	147	147	182	231	279	250	291	126
Ba	497	572	554	240	301	397	458	273
Y	36.0	52.1	45.8	29.8	53.5	40.2	25.0	23.5
Zr	200	221	215	39	164	170	185	117
Hf	5.92	7.62	6.10	2.20	4.48	5.16	4.95	3.69
Nb	2.16	1.8	2.8	1.8	2.6	2.2	2.1	2.2
Ta	0.17	0.15	0.27	0.10	0.15	0.20	0.28	0.47
Th	3.38	4.99	2.87	3.00	1.56	2.84	2.84	2.92
U	1.07	1.64	1.12	0.70	0.60	0.89	0.73	0.91
La	4.65	3.37	2.60	9.20	11.62	10.93	10.59	20.52
Ce	14.21	10.09	7.38	20.70	29.53	27.69	23.47	38.31
Pr	2.09	1.78	1.44		4.72	4.34	3.27	4.86
Nd	11.40	10.94	8.50	13.10	21.09	18.92	13.52	17.04
Sm	4.71	4.92	3.71	3.80	6.00	4.63	3.11	3.38
Eu	1.73	1.41	1.13	0.79	1.30	1.09	0.77	0.48
Gd	5.27	5.16	4.74	4.40	6.83	5.35	3.24	2.66
Tb	0.86	1.13	0.88	0.79	1.14	0.93	0.53	0.49
Dy	5.48	7.85	5.87	—	7.53	5.91	3.40	3.15
Ho	1.27	1.89	1.28	—	1.58	1.33	0.72	0.71
Er	3.67	5.87	4.02	—	4.84	4.16	2.34	2.18
Tm	0.60	0.90	0.71	—	0.79	0.68	0.39	0.40
Yb	4.13	5.32	4.66	3.14	4.94	4.19	2.50	2.71
Lu	0.81	0.95	0.75	0.48	0.69	0.61	0.38	0.47
ΣPЗЭ	60.88	61.58	47.66	56.40	102.59	90.76	68.21	97.36
(La/Yb) <sub>N</sub>	0.8	0.4	0.4	2.0	1.6	1.8	2.9	5.1
(Eu/Eu*) <sub>N</sub>	1.0	0.8	0.8	0.6	0.6	0.7	0.7	0.5
Sr/Y	4	3	4	8	5	6	12	5

Примечание. Содержания петрогенных элементов определены рентгенофлуоресцентным методом в ИГМ СО РАН (Новосибирск) с использованием установки СРМ-25, аналитики А.Д. Киреев, Н.М. Глухова.

\*\* Содержания редких и редкоземельных элементов выполнены инструментальным нейтронно-активационным методом (INAA) по методике [Пархоменко, 1978], аналитики С.Т. Шестель, В.С. Пархоменко (ИГМ СО РАН, Новосибирск), остальные — методом индуктивно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) на установке Finnigan Element в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (Новосибирск) по методике [Николаева и др., 2008], аналитики И.В. Николаева, С.В. Палесский. Погрешности определения содержаний редких элементов методом ICP-MS и INAA — менее 10 %. Eu\* = (Sm + Gd)/2.



**Рис. 2. Петрохимические диаграммы для поздневендских-раннепалеозойских плагиогранитоидных ассоциаций Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов (по данным табл. 2).**

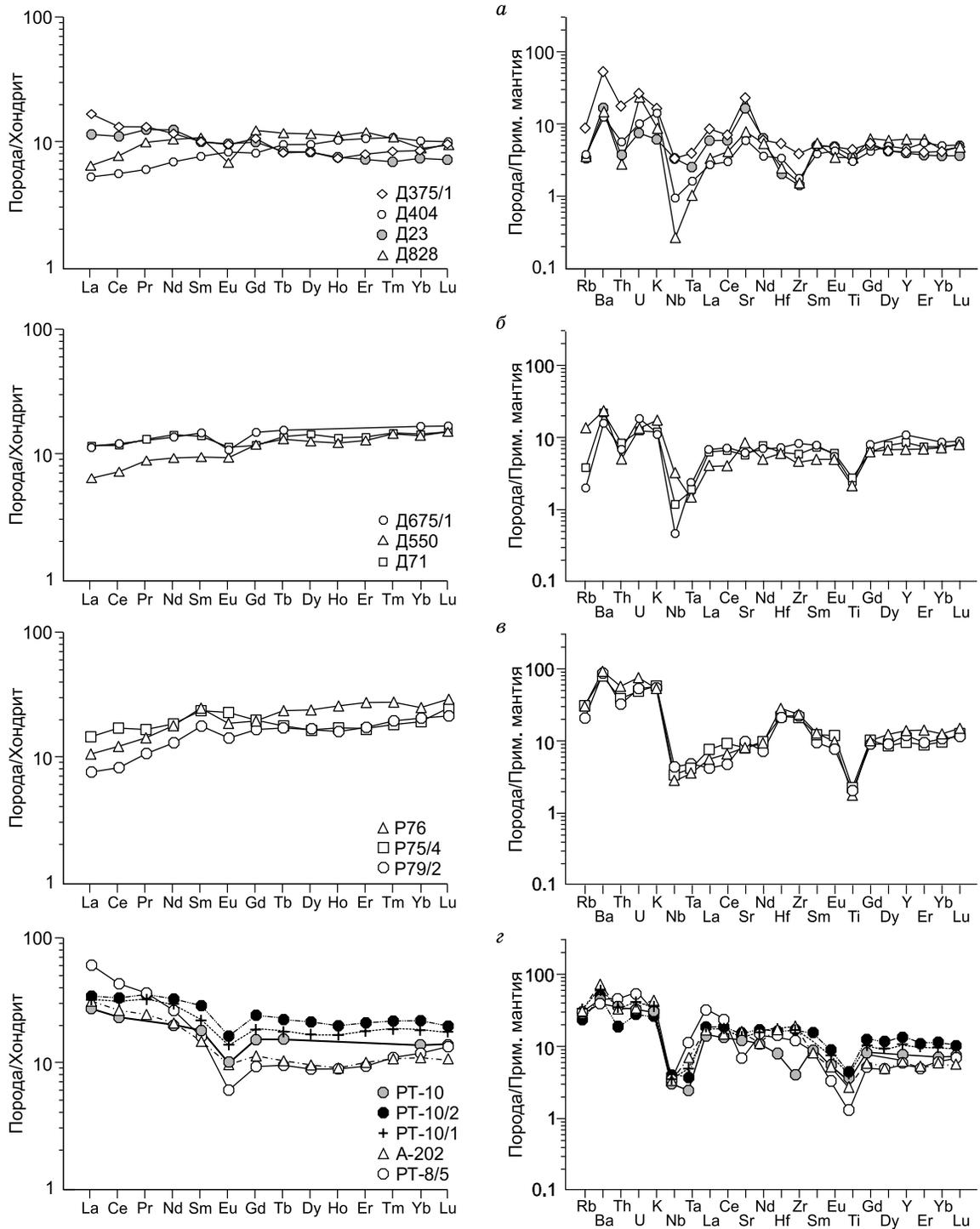
*a* — TAS-диаграмма: поля состава пород: I — нормальной щелочности, II — умеренной щелочности, III — повышенной щелочности [Le Maitre, 1989]; *б* — диаграмма SiO<sub>2</sub>—K<sub>2</sub>O [Le Maitre, 1989] и *в* — диаграмма Ab—An—Or [Баркер, 1983], где показаны стандартные поля для разных типов кислых пород (A — тоналиты, B — гранодиориты, C — адамелиты, D — трондjemиты (плагиограниты), E — граниты).

1—4 — плагиогранитоидные ассоциации островодужного этапа: 1 — диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация низкоглиноземистого толеитового типа Коптинского массива, *M*-тип, 562 млн лет, 2 — тоналит-плагиогранитная ассоциация низкоглиноземистого типа Буренского массива, *M*-тип, 536 млн лет; 3, 4 — Восточно-Таннуольский батолит (3 — тоналит-плагиогранитная ассоциация низкоглиноземистого типа в районе п. Холь-Ожу, *M*-тип, 518 млн лет; 4 — диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация низкоглиноземистого типа в обрамлении Ирбитейского габброидного массива, *I*-тип, 522 млн лет); 5—11 — плагиогранитоидные ассоциации аккреционно-коллизийного этапа: 5—9 — Каахемский батолит (5 — тоналит-плагиогранитная ассоциация высокоглиноземистого типа Теректыг-Чедерского массива, *I*-тип, 499 млн лет, 6 — диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация высокоглиноземистого типа Караосского массива, *I*-тип, 490 млн лет, 7 — диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация низкоглиноземистого типа Тапсинского массива, *I*-тип, 486 млн лет и в обрамлении Байсютского массива, *I*-тип, 480 млн лет, 8 — тоналит-плагиогранитная ассоциация высокоглиноземистого типа Байсютского массива, *I*-тип, 474 млн лет, 9 — диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация низкоглиноземистого типа в районе пос. Унжей, *I*-тип, 451 млн лет); 10 — Восточно-Таннуольский батолит (10 — тоналит-плагиогранитная ассоциация высокоглиноземистого типа Хольюжинского массива, *I*-тип, 471 млн лет).

Представленные Sr-Nd изотопные данные в совокупности с геохимическими характеристиками пород также указывают на существенно метабазитовый состав исходного субстрата для низкоглиноземистых известково-щелочных плагиогранитоидов.

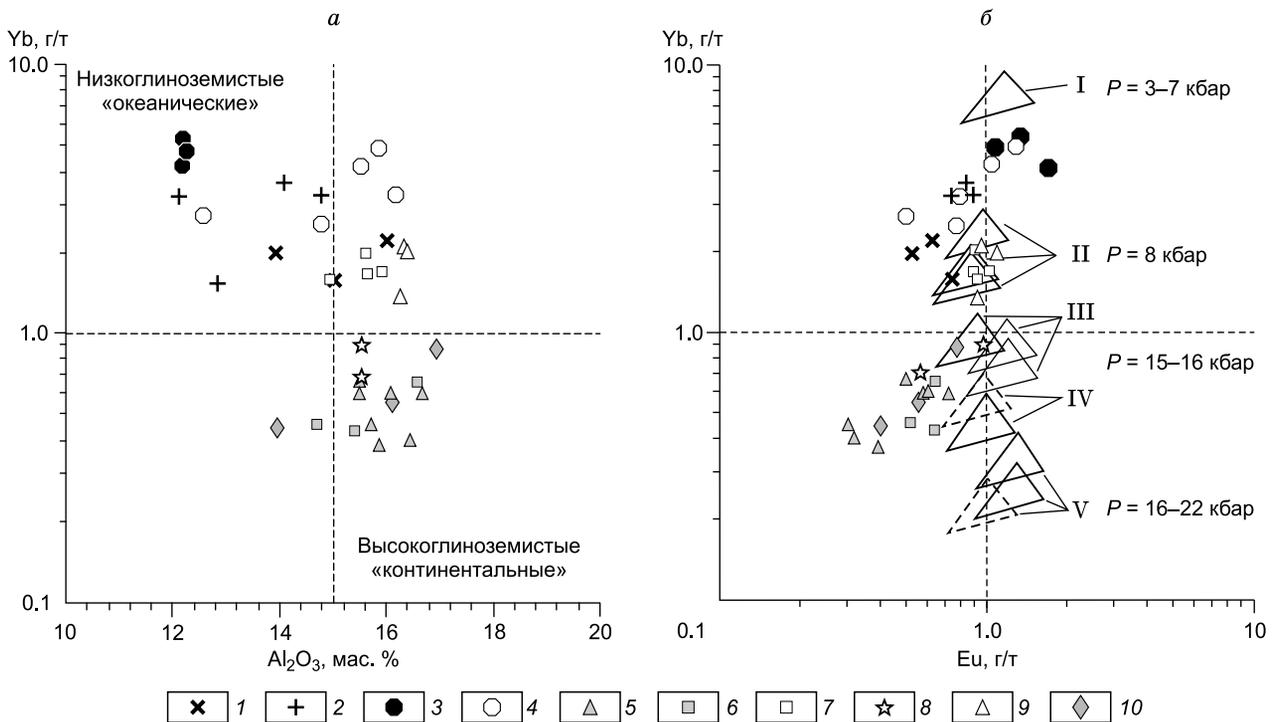
Кембро-ордовикские (500—450 млн лет) плагиогранитоидные ассоциации

аккреционно-коллизийного этапа развития в Восточной Туве, в отличие от островодужного этапа, характеризуются более широким набором состава породных ассоциаций. Следует отметить, что в составе Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов на этом этапе полностью отсутствуют плагиогранитоиды толеитовой серии (*M*-типа), а основной объем занимают плагиогранитоидные ассоци-



**Рис. 3.** Спектры распределения РЗЭ и спайдер-диаграммы для плагиогранитоидных ассоциаций островодужного этапа (поздний венд — ранний кембрий) Каахемского (*а, б*) и Восточно-Таннуольского батолитов (*в, г*).

*а* — низкоглиноземистые толеитовые плагиогранитоиды Коптинского массива, 562 млн лет; *б* — низкоглиноземистые толеитовые плагиогранитоиды Буренского массива, 532 млн лет, по данным [Руднев и др., 2006]; *в* — низкоглиноземистые толеитовые плагиогранитоиды в обрамлении Хольожинского массива, 518 млн лет; *г* — низкоглиноземистые известково-щелочные плагиогранитоиды в обрамлении Ирбитейского габброидного массива, 522—518 млн лет, по данным [Руднев и др., 2008б, 2013а, 2014а,б; Монгуш и др., 20011; Руднев, 2013]. Результаты анализов см. в табл. 2, привязку массивов см. на рис. 1. Здесь и далее на рис. 4 нормирование проводилось по хондриту [Sun, McDonough, 1989] и примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985].



**Рис. 4.** Диаграммы  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —Yb (*a*) и Eu—Yb (*б*), демонстрирующие принадлежность поздневендских—раннепалеозойских плагиигранитоидных ассоциаций Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов (по данным табл. 2 и [Руднев и др., 2006, 2013а, 2014а,б; Руднев, 2013]) к высоко- и низкоглиноземистым TTG комплексам, по [Арт, 1983].

На диаграмме (*б*) треугольниками показаны области содержания элементов в расплавах, образующихся при дегидратационном (сплошные линии) и водном (штриховые линии) плавлении источников TH1, TH2 и MORB [Beard, Lofgren, 1991; Rapp et al., 1991; Rapp, Watson, 1995] в равновесии с пятью типами реститов, по [Туркина, 2000]: I — Pl + Cpx + Opx, II — Hbl + Pl ± Cpx ± Opx, III — Hbl + Cpx + Pl ± Grt, V — Cpx + Grt ± Hbl, Pl — плагиоклаз, Cpx — клинопироксен, Opx — ортопироксен, Hbl — амфибол, Grt — гранат. Усл. обозн. см. на рис. 2.

ции известково-щелочной серии (*I*-типа) [Руднев и др., 2006, 2014а; Руднев, 2013]. Среди последних, как показали результаты исследования их петрохимического состава и геохимических параметров, выделяются плагиигранитоиды высоко- и низкоглиноземистого типа (см. табл. 2, рис. 2, 4, 5). Такое разделение плагиигранитоидов на вышеуказанные геохимические типы, с одной стороны, позволяет оценить глубины генерации исходных для них расплавов в пределах коллизионного сооружения, с другой стороны, оценить масштабы и длительность их формирования, и в конечном итоге позволить проследить характер изменения состава плагиигранитоидного магматизма во времени.

Сопоставление результатов геохронологических исследований и вещественного состава плагиигранитоидов показало, что в Каахемском батолите на кембро-ордовикском этапе наиболее ранними являются плагиигранитоиды высокоглиноземистого типа известково-щелочной серии. Они представлены в составе Теректыг-Чедерского, Караосского и Байсютского массивов в возрастном диапазоне от 500 до 474 млн лет (см. табл. 1, рис. 1). В Восточно-Таннуольском батолите высокоглиноземистые плагиигранитоиды зафиксированы в составе Хольбожинского массива (~471 млн лет). По данным П.Ф. Ковалева и соавторов [Ковалев и др., 1997], плагиигранитоиды такого петрохимического типа наблюдаются в составе Хамсаринского батолита и Ожинского массива (см. рис. 1, врезка *Б*), но их возрастное положение пока не установлено. Обращает на себя внимание, что на ранних этапах плагиигранитоиды высокоглиноземистого типа образуют наиболее крупные массивы (Теректыг-Чедерский, ~500 млн лет и Караосский массив, ~490 млн лет, см. табл. 1, рис. 1), а на поздних этапах они представлены лишь мелкими интрузиями (например, Байсютский массив в составе Каахемского батолита, 474 млн лет и Хольбожинский массив в составе Восточно-Таннуольского батолита, 471 млн лет).

По петрохимическому составу высокоглиноземистые плагиигранитоидные ассоциации аккреционно-коллизионного этапа Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов, как видно из диаграмм  $\text{SiO}_2$ — $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$ — $\text{K}_2\text{O}$  (табл. 3, см. рис. 2), относятся к породам нормального ряда с умеренны-

Таблица 3. Содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов в представительных образцах плагиигранитоидов аккреционно-коллизийного этапа (поздний кембрий—ордовик) Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов Восточной Тувы

Компонент	Каахемский батолит						
	Тоналит-плагиигранитная ассоциация, Теректыг-Чедерский массив [Руднев и др., 2006, 2014а]						
	PT-4-13	PT-1-13	PT-3-13	Д682	PT-5-13	Д108	Д237
SiO <sub>2</sub> , мас. %	66.01	67.31	68.26	69.96	70.22	71.06	71.60
TiO <sub>2</sub>	0.38	0.37	0.34	0.21	0.20	0.33	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.59	06.06	15.46	16.49	15.87	15.53	15.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	4.91	3.82	3.48	2.30	2.72	2.66	2.16
MnO	0.07	0.07	0.06	0.05	0.05	0.05	0.02
MgO	1.36	1.53	1.17	0.83	0.68	0.51	0.08
CaO	4.09	4.09	3.56	2.91	3.08	2.58	2.46
Na <sub>2</sub> O	4.60	4.29	4.58	4.60	4.77	3.91	4.09
K <sub>2</sub> O	1.42	1.87	1.54	1.85	1.75	1.71	1.75
П.п.п.	0.26	0.46	0.47	0.89	0.43	1.24	1.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.11	0.11	0.07	0.10	0.10	0.05
Сумма	99.82	99.98	99.02	100.16	99.86	99.52	99.86
Rb, г/г	18	30	22	28	24	30	47
Sr	785	676	688	827	701	470	720
Ba	504	741	404	827	633	427	715
Y	6.31	6.97	5.91	4.2	3.95	7.0	5.9
Zr	59	104	61	70	76	50	72
Hf	1.68	2.87	1.82	1.63	2.15	2.00	1.84
Nb	2.33	2.80	2.41	1.94	1.65	0.70	3.19
Ta	0.17	0.17	0.20	0.13	0.11	0.20	0.19
Th	1.51	1.14	2.00	0.86	2.33	6.20	1.56
U	0.51	0.59	0.70	0.30	0.51	0.90	0.30
La	8.70	6.99	7.81	7.37	8.57	16.60	10.53
Ce	19.84	17.01	18.53	13.63	15.49	25.30	19.89
Pr	2.51	2.39	2.43	1.62	1.78	—	2.38
Nd	9.75	8.90	9.54	5.96	6.28	10.70	8.00
Sm	1.98	1.82	1.87	1.09	1.20	2.21	1.43
Eu	0.72	0.57	0.59	0.33	0.39	0.50	0.31
Gd	1.66	1.55	1.56	0.86	1.02	1.90	1.17
Tb	0.19	0.22	0.19	0.12	0.13	0.30	0.15
Dy	1.03	1.10	0.99	0.63	0.65	—	0.85
Ho	0.22	0.22	0.19	0.12	0.12	—	0.15
Er	0.59	0.59	0.53	0.36	0.37	—	0.45
Tm	0.09	0.09	0.09	0.06	0.05	—	0.07
Yb	0.58	0.59	0.58	0.39	0.37	0.66	0.45
Lu	0.08	0.09	0.09	0.06	0.06	0.09	0.07
ΣP3Э	47.94	42.14	44.99	32.61	36.48	58.26	45.89
(La/Yb) <sub>N</sub>	10.1	8.0	9.1	12.8	15.6	17.0	15.7
(Eu/Eu*) <sub>N</sub>	1.2	1.0	1.0	1.0	1.1	0.7	0.7
Sr/Y	125	97	116	199	177	67	123

Компонент	Каахемский батолит						
	Диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация, Караосский массив [Руднев и др., 2014а]			Диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация			
				Тапсинский массив [Руднев и др., 2014а]			Обрамление Байсют- ского массива [Руднев и др., 2006]
	Д2266г/82	Д2266е/82	Д2270в/82	Д966	Д895**	Д1181	Д634**
SiO <sub>2</sub> , мас. %	66.60	72.30	72.50	59.40	65.20	67.20	62.16
TiO <sub>2</sub>	0.43	0.27	0.20	0.90	0.60	0.49	0.76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.60	15.40	14.70	15.90	15.66	14.90	15.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	3.05	1.94	1.98	7.34	5.20	4.47	6.80
MnO	0.07	0.04	0.04	0.12	0.09	0.06	0.10
MgO	1.00	0.33	0.15	3.83	1.95	2.06	2.59
CaO	4.18	3.60	3.36	6.27	4.14	4.00	5.24
Na <sub>2</sub> O	4.46	4.54	4.77	3.80	4.00	3.57	3.67
K <sub>2</sub> O	1.36	1.36	1.55	1.46	1.73	2.19	1.71
П.п.п.	1.16	0.84	1.07	1.35	1.40	1.20	1.59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.08	0.07	0.20	0.21	0.12	0.14
Сумма	99.04	100.55	100.39	100.05	99.76	100.05	99.9
Rb, г/т	25	26	38	32	55	44	47
Sr	519	387	434	472	479	425	362
Ba	410	536	1058	390	517	506	372
Y	9.3	7.6	6.4	25.9	19.7	17.1	18.9
Zr	95	98	102	130	280	162	95
Hf	2.33	2.21	2.76	2.42	4.50	4.83	3.20
Nb	5.09	3.66	5.87	8.25	3.70	7.99	5.2
Ta	0.20	0.43	0.39	0.47	0.50	0.66	0.20
Th	2.97	7.33	6.16	2.91	5.60	7.78	3.50
U	0.62	0.60	1.13	0.74	1.40	1.88	0.90
La	11.68	20.75	16.52	16.90	25.40	17.05	13.80
Ce	24.21	37.77	32.13	40.76	40.70	36.09	27.80
Pr	2.76	4.18	3.37	4.94	—	4.12	—
Nd	10.63	13.74	10.96	21.68	18.00	17.17	15.70
Sm	2.44	1.93	2.20	4.41	3.90	3.44	4.10
Eu	0.66	0.65	0.52	1.01	0.90	0.93	0.91
Gd	1.78	1.44	1.36	4.20	3.90	3.11	3.80
Tb	0.26	0.20	0.17	0.60	0.64	0.48	0.65
Dy	1.69	0.79	1.00	3.40	—	2.61	—
Ho	0.34	0.16	0.20	0.72	—	0.51	—
Er	0.87	0.43	0.51	2.11	—	1.51	—
Tm	0.12	0.07	0.08	0.30	—	0.25	—
Yb	0.67	0.43	0.47	1.72	1.70	1.61	2.02
Lu	0.12	0.07	0.08	0.32	0.24	0.24	0.30
ΣP3Э	58.23	82.61	69.57	103.07	95.38	89.12	69.08
(La/Yb) <sub>N</sub>	11.7	32.5	23.9	6.6	10.7	7.1	4.6
(Eu/Eu*) <sub>N</sub>	0.9	1.1	0.8	0.7	0.7	0.8	0.7
Sr/Y	56	51	68	18	24	25	19

Компонент	Каахемский батолит					
	Диорит-тоналит-плаггиогранитная ассоциация, Байсютский массив [Руднев и др., 2006]			Диорит-тоналит-плаггиогранитная ассоциация, район пос. Унжей [Руднев и др., 2006]		
	Д624**	Д993	Д628	Д1000	Д214**	Р-102/1
SiO <sub>2</sub> , мас. %	68.60	68.80	69.48	62.30	66.89	69.15
TiO <sub>2</sub>	0.33	0.42	0.25	0.68	0.55	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.45	14.97	15.08	16.40	16.37	16.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	3.64	1.09	3.31	6.20	3.67	3.55
MnO	0.05	0.06	0.05	0.11	0.04	0.03
MgO	1.00	1.30	1.17	2.44	1.62	0.79
CaO	3.02	3.67	2.79	5.56	3.75	2.67
Na <sub>2</sub> O	3.82	3.80	4.40	3.80	3.83	5.08
K <sub>2</sub> O	2.29	2.00	2.14	1.73	1.33	1.08
П.п.п.	1.70	0.92	1.57	1.09	1.74	0.83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.11	0.05	0.17	0.11	0.11
Сумма	99.59	100.14	100.10	100.08	99.63	99.63
Rb, г/т	47	41	46	37	26	44
Sr	479	456	418	373	495	561
Ba	487	430	539	583	391	243
Y	16.8	12.28	11.7	18.5	8.4	17.0
Zr	122	105	81	20	72	109
Hf	3.2	2.56	2.70	0.86	2.60	3.10
Nb	1.4	3.36	3.0	5.92	6.8	9.5
Ta	0.2	0.25	0.30	0.41	0.30	0.99
Th	8.3	3.74	4.80	3.24	2.00	6.70
U	1.0	0.50	0.68	0.89	1.00	1.20
La	19.4	14.68	13.00	21.10	17.50	23.00
Ce	32.0	30.90	24.00	41.80	29.20	39.00
Pr	—	3.43	3.00	5.42	—	4.70
Nd	14.7	13.03	11.00	20.60	13.60	15.00
Sm	3.20	2.48	2.20	4.12	3.00	2.60
Eu	0.55	0.66	0.53	1.18	0.93	0.90
Gd	2.74	2.14	2.30	3.87	2.90	2.70
Tb	0.46	0.33	0.30	0.65	0.45	0.41
Dy	—	1.71	2.00	3.61	—	2.70
Ho	—	0.36	0.38	0.74	—	0.58
Er	—	1.08	1.10	2.06	—	1.90
Tm	—	0.17	0.16	0.35	—	0.33
Yb	0.70	1.11	1.30	1.98	1.33	2.10
Lu	0.2	0.17	0.23	0.31	0.24	0.33
ΣP3Э	73.95	72.25	61.10	107.79	69.15	96.25
(La/Yb) <sub>N</sub>	18.7	8.9	6.7	7.2	8.9	7.4
(Eu/Eu*) <sub>N</sub>	0.6	0.9	0.7	0.9	1.0	1.0
Sr/Y	29	37	36	20	59	33

Компонент	Каахемский батолит					Восточно-Таннуольский батолит		
	Гранодиорит-гранитная ассоциация, Бреньский и Байбалыкский массивы [Руднев и др., 2006]					Тоналит-плагиогранитная ассоциация, Хольожинский массив [Руднев и др., 2014a]		
	Д2071**	Д1019е**	Д2088	Д97в	Р147	РТ-28/1	РТ-31	РТ-29/4
SiO <sub>2</sub> , мас. %	65.10	66.60	68.50	69.00	74.79	64.57	69.21	70.42
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.54	0.39	0.42	0.15	0.42	0.33	0.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.10	15.85	15.70	14.90	13.27	16.92	16.06	13.79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	5.09	3.71	3.48	3.60	1.68	4.20	2.91	2.83
MnO	0.12	0.07	0.06	0.05	0.03	0.08	0.07	0.05
MgO	1.48	0.98	0.89	1.00	0.20	1.79	1.58	1.82
CaO	3.20	2.84	2.52	2.55	1.23	3.78	3.36	3.27
Na <sub>2</sub> O	4.07	4.75	4.20	3.77	3.25	4.73	4.04	4.69
K <sub>2</sub> O	3.33	3.14	3.00	3.38	4.59	2.05	2.03	1.09
П.п.п.	0.60	1.28	0.28	1.26	0.42	1.38	0.60	1.64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.12	0.15	0.12	0.04	0.17	0.10	0.11
Сумма	99.91	99.88	99.17	100.05	99.65	100.09	100.29	100.21
Rb, г/т	50	81	66	88	190	39	47	26
Sr	490	588	360	328	155	658	413	286
Ba	2740	1386	1049	608	895	592	432	333
Y	21.0	32.7	14.8	18.5	13.7	10.4	6.9	3.4
Zr	228	200	118	109	77	158	81	137
Hf	5.8	4.8	3.61	3.69	2.53	3.47	—	3.30
Nb	10.9	9.1	6.57	9.88	11.1	2.7	3.8	1.04
Ta	0.2	1.2	0.34	1	1.31	0.18	0.20	0.10
Th	7.5	8.1	6.08	17.5	14.5	2.07	5.3	1.01
U	1.4	1.8	0.95	3.25	1.8	0.79	0.89	0.58
La	23.9	48.4	34.29	30.8	25.7	17.30	15.46	7.51
Ce	41.7	89.0	59.22	55.3	51.6	32.66	29.93	10.84
Pr	—	—	7.03	6.85	5.58	3.96	3.18	1.13
Nd	20.3	44.0	22.94	25.5	19.5	14.72	11.42	3.54
Sm	4.7	10.5	4.01	4.46	3.55	2.51	2.28	0.55
Eu	1.39	1.80	0.93	1.03	0.79	0.76	0.56	0.40
Gd	4.8	7	2.88	4.22	3.13	2.14	1.50	0.58
Tb	0.79	1.55	0.46	0.66	0.49	0.31	0.20	0.07
Dy	—	—	2.66	3.53	2.42	1.50	1.15	0.45
Ho	—	—	0.58	0.72	0.51	0.31	0.25	0.14
Er	—	—	1.74	2.19	1.44	0.94	0.67	0.44
Tm	—	—	0.26	0.35	0.23	0.13	0.10	0.08
Yb	2.1	2.95	1.74	1.97	1.37	0.87	0.55	0.55
Lu	0.29	0.42	0.28	0.29	0.23	0.13	0.10	0.11
ΣP3Э	99.97	205.62	139.0	137.9	116.6	78.23	67.35	26.40
(La/Yb) <sub>N</sub>	7.7	11.1	13.3	10.5	12.7	13.4	19.0	9.1
(Eu/Eu*) <sub>N</sub>	0.9	0.6	0.8	0.7	0.7	1.0	0.9	2.2
Sr/Y	23	18	24	18	11	63	60	84

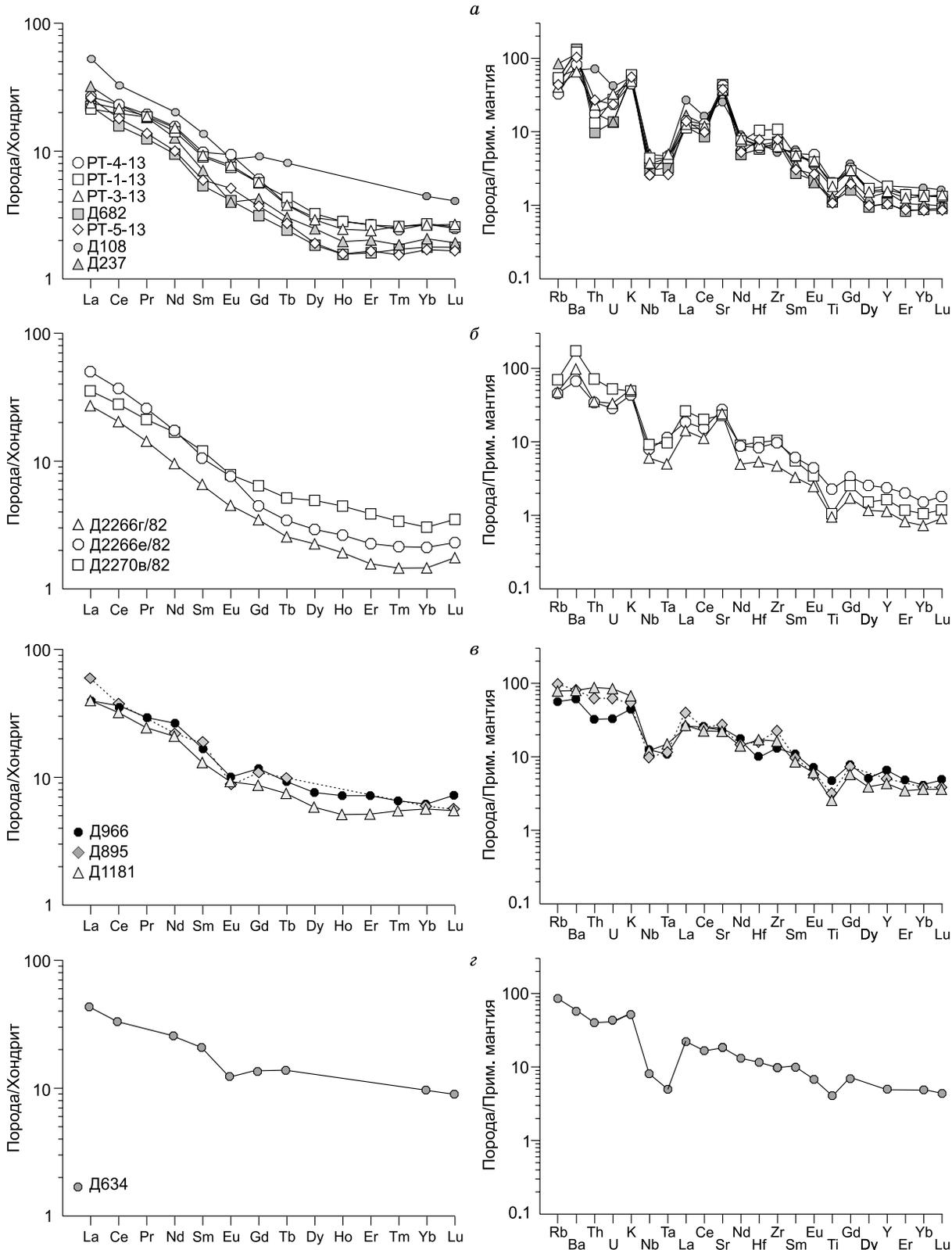
ми содержаниями  $K_2O$ . Для них характерны высокие содержания РЗЭ, преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ( $(La/Yb)_N = 7—32$ ), наличие положительных и отрицательных экстремумов по европию ( $Eu/Eu^* = 0.7—2.2$ ), высокие значения отношений  $Sr/Y$  (29—199), а также минимумы Nb, Ta и Ti и максимумы Sr (см. табл. 2, рис. 4, а, б, д, ж). По своим геохимическим характеристикам и индикаторным отношениям они сопоставляются с высококремнистыми адакитами — вулканическими аналогами высокоглиноземистых тоналит-грандиот-гранитных комплексов различных регионов мира [Martin et al., 2005; Castillo, 2006]. Учитывая особенности петрохимического состава плагиогранитоидов высокоглиноземистого типа и их геохимические характеристики, исходные для них расплавы, как видно на рис. 4, формировались за счет частичного плавления метабазитов при  $P \geq 15$  кбар в равновесии с  $Hbl + Crx + Pl \pm Grt$  реститами в основании утолщенной коры при коллизии.

Результаты изотопно-геохимических исследований свидетельствуют, что высокоглиноземистые плагиогранитоиды при переходе от более ранних стадий становления (500—490 млн лет, Теректыг-Чедерский и Караосский массивы) к более поздним (474 млн лет, Байсютский массив), как это видно на примере Каахемского батолита, обнаруживают снижение значений параметров  $\epsilon_{Nd}(T)$  от 6.2—5.7 до 3.9 и повышение значений Nd-модельного возраста ( $T_{Nd}(DM)$ ) от 0.73—0.76 до 0.90 млрд лет. Отношение изотопов стронция ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ )<sub>0</sub> в них варьирует от 0.7040 до 0.7042 (табл. 4 и 5, рис. 6). Полученные изотопные характеристики наглядно свидетельствуют о существенно метабазитовом (деплетированном) составе магмогенерирующего источника, при прогрессирующей добавке древнего корового материала. Несколько особняком находятся породы Хольжинского массива в Восточно-Таннуольском батолите, которые имеют более высокое значение  $\epsilon_{Nd}(T)$ , равное 7.8. Более высокое значение  $\epsilon_{Nd}(T)$  по сравнению с одновозрастными плагиогранитоидами Каахемского батолита, по всей вероятности, связано либо с незначительной добавкой древнего корового осадочного материала как результат большей удаленности от областей сноса пород с древних блоков (например Тувино-Монгольского массива), либо с более мафитовым составом исходного субстрата, либо еще с какими-то другими причинами.

Плагиогранитоидные ассоциации низкоглиноземистого типа, как показали результаты геохронологических исследований, формировались в возрастном диапазоне от 486 до 450 млн лет (см. рис. 1, табл. 1). Они наблюдаются в виде небольших интрузий в составе Тапсинского массива (486 млн лет) и обрамлении Байсютского массива (~480 млн лет) и в районе пос. Унжей (451—450 млн лет) в составе Каахемского батолита, а также в восточной части Восточно-Таннуольского батолита. Таким образом, они формировались или практически одновременно или несколько позднее по сравнению с высокоглиноземистыми плагиогранитоидами. Но, в отличие от последних, масштабы их развития по мере омоложения постепенно увеличиваются и достигают максимума на поздних этапах аккреционно-коллизионных процессов в регионе (457—451 млн лет). Следует также указать, что плагиогранитоиды низкоглиноземистого типа, согласно данным А.П. Берзиной с соавторами [Берзина и др., 1999], отмечаются в районе Ак-Сугского Cu-Mo-порфирового рудного поля в составе Хамсаринского батолита, но их возрастное положение остается открытым, так как не удается увязать их петрогеохимический состав с имеющимися геохронологическими данными [Сотников и др., 2003], приведенными в табл. 1.

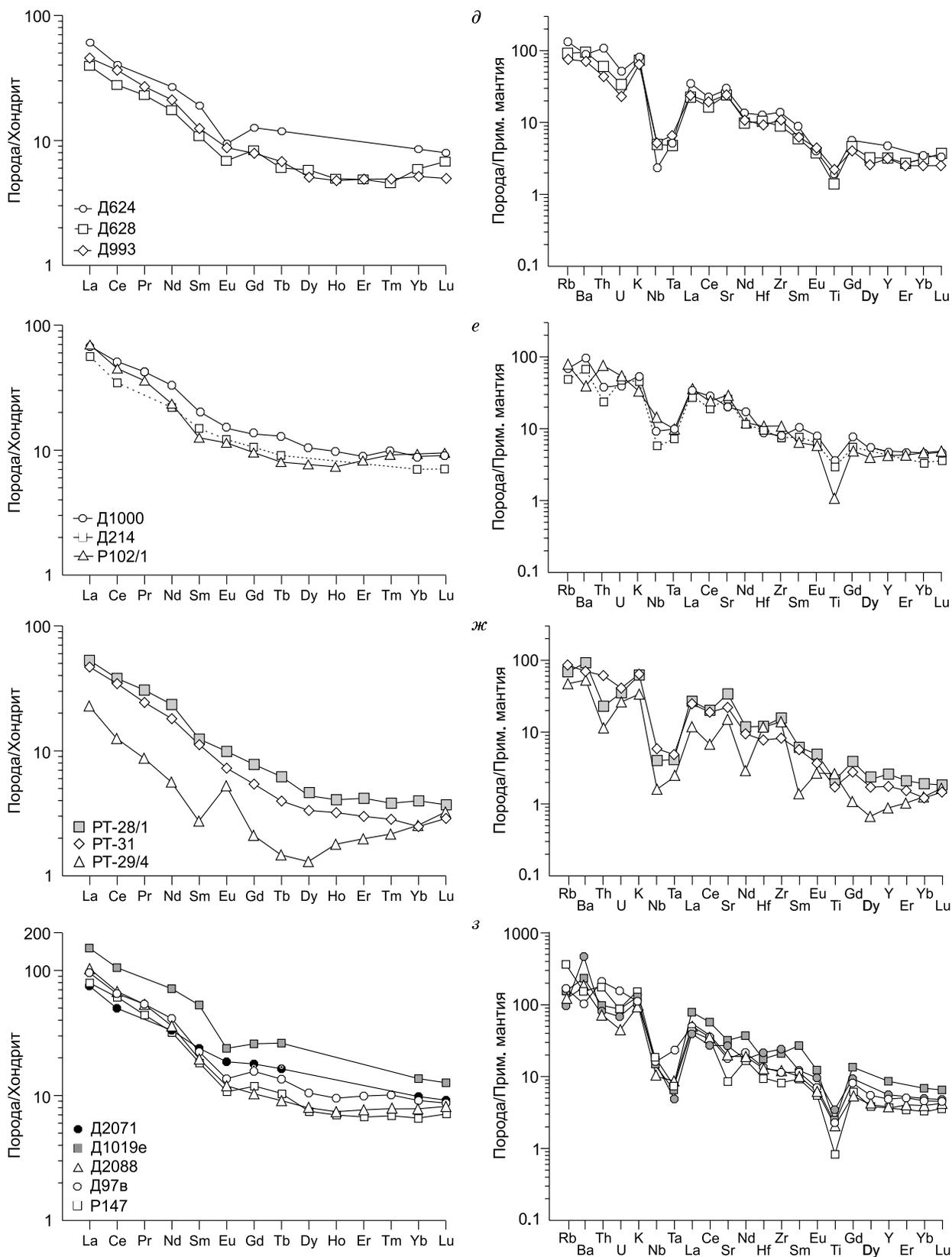
По петрохимическому составу низкоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации аккреционно-коллизионного этапа Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов, как видно из диаграмм  $SiO_2—(Na_2O + K_2O)$  и  $SiO_2—K_2O$  (см. табл. 3, рис. 2), относятся к породам нормального ряда с умеренными содержаниями  $K_2O$ . Породы характеризуются высокими содержаниями редких и редкоземельных элементов, преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми с более низкими значениями отношений ( $(La/Yb)_N = 5—10$ ) и  $Sr/Y$  (18—59), в отличие от высокоглиноземистых плагиогранитоидов, минимумом по Eu ( $Eu/Eu^* = 0.7—1.0$ ), Nb, Ta и Ti (см. рис. 5, в, з, е). Примечательной особенностью плагиогранитоидов этого типа, представленных в составе Тапсинского массива и обрамлении Байсютского массива, а также в районе пос. Унжей, независимо от времени их формирования (486, 480 и 451 млн лет соответственно), является практически сходный их состав по содержанию петрогенных и редких элементов (см. рис. 5). Такое сходство по вещественному составу разновозрастных плагиогранитоидов позволяет предположить близкие по составу магмообразующие источники, вовлеченные в плавление, и близкие условия выплавления, исходные для плагиогранитоидов. Исходя из содержания  $Al_2O_3$ , Yb и Eu в породах этого типа, как видно из диаграмм (см. рис. 4, а, б), они отвечают составам плагиогранитоидов, для которых исходные расплавы образовались за счет частичного плавления метабазитов при  $P \leq 8$  кбар в равновесии с  $Hbl + Pl \pm Crx \pm Орх$  реститом.

Изотопно-геохимические исследования свидетельствуют, что низкоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации аккреционно-коллизионного этапа развития региона по мере омоложения пород (от 486 до 451 млн лет) характеризуются закономерным уменьшением значений  $\epsilon_{Nd}(T)$  от 5.3 до 3.4, удревнением Nd-модельного возраста ( $T_{Nd}(DM)$ ), варьирующего от 0.79 до 0.92 млрд лет и увеличением значений отношений изотопов стронция ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7036—0.7048$ , см. табл. 4, 5, рис. 6). Приведенные выше Sr-Nd изотопные данные с учетом геохимических характеристик наглядно свидетельствуют о су-



**Рис. 5. Спектры распределения РЗЭ и спайдер-диаграммы для плагиогранитоидных ассоциаций аккреционно-коллизийного этапа (поздний кембрий—ордовик) Каахемского (а—д) и Восточно-Таннуольского (ж) батолитов.**

а — высокоглиноземистые известково-щелочные плагиогранитоиды Теректыг-Чедерского массива, 499 млн лет; б — высокоглиноземистые известково-щелочные плагиогранитоиды Караосского массива, 490 млн лет; в — низкоглиноземистые известково-щелочные плагиогранитоиды Тапсинского массива, 486 млн лет [Руднев и др., 2014а]; з — низкоглиноземистые известково-



во-щелочные плагиогранитоиды в обрамлении Байсютского массива, 479 млн лет [Руднев, 2013]; *д* — высокоглиноземистые известково-щелочные плагиогранитоиды Байсютского массива; *е* — низкоглиноземистые известково-щелочные плагиогранитоиды в районе пос. Унжей, 450 млн лет [Руднев и др., 2006]; *жс* — высокоглиноземистые известково-щелочные плагиогранитоиды Холожинского массива, 471 млн лет [Руднев и др., 2014а]; *и* — известково-щелочная гранодиорит-гранитная ассоциация сархойского типа Бренского и Байбалыкского массивов, 450 млн лет [Руднев, 2013]. Результаты анализов приведены в табл. 3, привязку массивов см. на рис. 1.

Таблица 4. Sm-Nd изотопные данные для венд-раннепалеозойских гранитоидных ассоциаций Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов Восточной Тувы

№ пробы	Массив (ассоциация, геохимический тип)	Возраст, млн лет	Содержание, г/г		Изотопные отношения, $\pm 2\sigma$		$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$ , млн лет	Источник
			Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$				
<i>Каахемский батолит</i>										
D828 (I)	Колгинский (диорит-тоналит-плаггиогранитная, <Al/M)	562	2.08	5.36	0.234509	0.513107 ± 11	9.2	6.5		[Руднев и др., 2006, 2013а; Руднев, 2013]
D675/1 (I)	Буренский (диорит-тоналит-плаггиогранитная, <Al/M)	536	2.98	8.60	0.209733	0.513012 ± 13	7.3	6.4		»
D108 (I)	Теректыг-Чедерский (тоналит-плаггиогранитная, >Al/I)	499	2.02	12.84	0.094853	0.512623 ± 10	-0.3	6.2	727	[Руднев и др., 2014а]
D22266/82 (I)	Караосский (диорит-тоналит-плаггиогранитная, >Al/I)	490	2.64	16.78	0.095039	0.5126 ± 12	0.7	5.7	767	»
D895 (I)	Тапсинский (диорит-тоналит-плаггиогранитная, <Al/I)	486	4.20	23.15	0.109631	0.512634 ± 8	-0.1	5.3	790	»
D634 (I)	Обрамление Байсютского массива (диорит-тоналит-плаггиогранитная, <Al/I)	480	3.49	15.68	0.134578	0.512655 ± 10	0.3	4.1	884	[Руднев и др., 2006; Руднев, 2013]
D624 (I)	Байсютский (диорит-тоналит-плаггиогранитная, >Al/I)	474	2.46	13.86	0.107225	0.512561 ± 7	-1.5	3.9	898	[Руднев и др., 2006]
5563 (II)	Выходы гранитоидов в районе пос. Унжей (диорит-тоналит-плаггиогранитная, <Al/I)	451	4.73	23.25	0.1235	0.512596 ± 8	-0.8	3.4	921	[Козаков и др., 2003]
D1019e (I) 5561(II)	Бренский и Байбальский (диорит-гранодиорит-гранитная, I)	450 451	8.97 4.09	50.86 23.78	0.106600 0.1043	0.512459 ± 11 0.512389 ± 10	-3.5 -4.9	1.7 0.5	1064 1165	[Руднев и др., 2006] [Козаков и др., 2003]
<i>Восточно-Таннуольский батолит</i>										
PT-10/1 (II) T-1 (II)	Обрамление Ирбитейского габброидного массива (диорит-тоналит-плаггиогранитная, <Al/I)	522 518	3.61	14.27	0.151700	0.512839 ± 9	3.9	6.9 6.9	686	[Руднев и др., 2013а] [Монгуш и др., 2011]
P79/2-82 (I)	Массив в районе пос. Холь-Ожу (тоналит-плаггиогранитная, <Al/M)	518	3.48	8.21	0.255718	0.513163 ± 8	10.2	6.3	—	[Руднев и др., 2013а]
PT-28/1 (I)	Хольожинский (тоналит-плаггиогранитная, >Al/I)	471	3.60	20.80	0.104670	0.512753 ± 8	2.2	7.8	572	[Руднев и др., 2014а]
5742 (II)	Перевал между пос. Самагалтай и Шурмак (диорит-тоналит-плаггиогранитная, <Al/I)	457	—	—	—	—	—	4.5	—	[Козаков и др., 2003]

Примечание. (I) — Sm-Nd изотопные исследования выполнены по валовым пробам в ГИ КНЦ РАН (Апатиты) на семиколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 по методике [Журавлев и др., 1987], (II) — Sm-Nd изотопные исследования выполнены по валовым пробам в ИГД РАН (Санкт-Петербург) на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON T1 (2) по методике [Ковач и др., 2011]. Привязку массивов см. на рис. 1.

Таблица 5. Результаты Rb-Sr изотопных исследований (валовые пробы) гранитоидов Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов Восточной Тувы по данным [Руднев, 2013; Руднев и др., 2014а]

№ пробы	Массив (ассоциация, геохимический тип)	Возраст, млн лет	Содержание, г/т		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Ошиб- ка, $\pm 2\sigma$	Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в по- роде
			Rb	Sr				
<i>Каахемский батолит</i>								
Д404	Копгинский	563	0.31	153	0.00579	0.70469	6	0.7046
Д828	(диорит-тоналит-плагиогранитная, <Al I)		0.19	143	0.00393	0.70411	8	0.7041
Д550	Буренский	532	0.22	109	0.00576	0.70596	9	0.7040
Д675/1	(диорит-тоналит-плагиогранитная, <Al I)		0.21	108	0.00555	0.70596	9	0.7040
Д108	Теректыг-Чедерский (тоналит-плагиогранитная, >Al I)	499	30	678	0.11430	0.70473	9	0.7040
Д22666/82	Караосский (диорит-тоналит-плагиогранитная, >Al I)	490	44.1	425	0.30020	0.70629	10	0.7042
Д895	Тапсинский (диорит-тоналит-плагиогранитная, <Al I)	486	48.9	427	0.33109	0.70659	8	0.7043
Д634	обрамление Байсютского массива (диорит-тоналит-плагиогранитная, <Al I)	480	44.4	386	0.33288	0.70590	11	0.7036
Д624	Байсютский (диорит-тоналит-плагиогранитная, >Al I)	474	49.6	390	0.36783	0.70664	6	0.7042
Д1000	Выходы гранитоидов в районе пос. Унжей	451	41.6	494	0.24324	0.70636	12	0.7048
Д214	(диорит-тоналит-плагиогранитная, <Al I)		49.1	743	0.19130	0.70493	9	0.7037
Д2071	Бреньский и Байбалыкский (диорит-гранодиорит-гранитная, I)	450	50.9	558	0.26376	0.70660	9	0.7049
Д1019е			76.4	708	0.31223	0.70695	7	0.7049
Д97в			98.8	410	0.69742	0.71123	12	0.7068
<i>Восточно-Таннуольский батолит</i>								
РТ-10/1	Обрамление Ирбитейского габброидного массива (диорит-тоналит-плагиогранитная, <Al I)	522	14.1	248	0.16429	0.40490	13	0.7037
РТ9/2-82	Массив в районе пос. Холь-Ожу (тоналит-плагиогранитная, <Al I)	518	11.2	153	0.21084	0.70494	11	0.7034
РТ-28/1	Хольожинский (тоналит-плагиогранитная, >Al I)	471	40	665	0.17419	0.70527	11	0.7041

Примечание. Rb-Sr изотопные исследования проведены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (Новосибирск), аналитики — В.А. Пономарчук, В.Ю. Киселева, Г.А. Докукина, Д.В. Семенова на масс-спектрометре МИ-1201 «Т» по методике, описанной в работе [Сотников и др., 1995]. Холостой опыт по Rb и Sr составлял 2 и 4 нг соответственно. Погрешность определения отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  не превышает 1.5 %. Среднее из серии контрольных замеров состава стандартов ВНИИМ и SRM-987 составило  $0.708080 \pm 11$  и  $0.710300 \pm 10$  соответственно. Привязку массивов см. на рис. 1.

существенно метабазитовом (деплетированном) составе магмогенерирующего источника и прогрессирующей добавке древнего корового материала при формировании исходных для низкоглиноземистых плагиогранитоидов расплавов.

Породы гранодиорит-гранитной ассоциации (сархойский тип, по [Руднев и др., 2006; Руднев, 2013]) Бреньского, Бабалыкского, Каргинского и других массивов, как упоминалось выше, завершают раннепалеозойский этап развития интрузивного магматизма в Восточной Туве (~450 млн лет). На петрохимических диаграммах (см. рис. 2) в ряду от гранодиоритов до гранитов и лейкогранитов отмечается закономерное возрастание содержаний  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  главным образом за счет увеличения содержаний  $\text{K}_2\text{O}$ . На диаграмме Ab—An—Or породы этого комплекса образуют «размытое» поле фигуративных точек, расположение которых свидетельствует об ортоклазовом тренде кристаллизующегося расплава. По содержанию редких и редкоземельных элементов и характеру их распределения (см. табл. 3 и рис. 5, з) породы характеризуются резким преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 7.7\text{—}12.6$ ) и наличием минимума по Eu ( $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.9\text{—}0.6$ ). Изотопно-геохимические исследования показали, что, в отличие от близких по возрасту плагиогранитоидов поздне-таннуольского комплекса (451 млн лет), для них характерны существенно низкие значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (1.7—0.5), более древний Nd-модельный возраст ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.16\text{—}1.06$  млрд лет) и высокие значения изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7049—0.7068, см. табл. 4, 5, рис. 6). Такое резкое изменение изотопных характеристик в породах

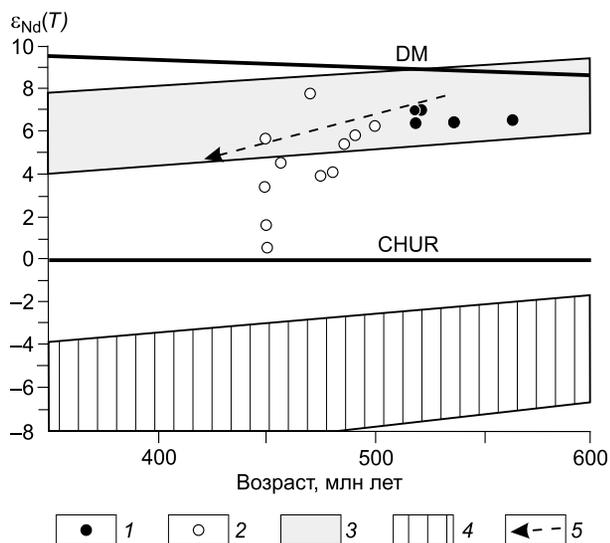


Рис. 6. Диаграмма  $\epsilon_{Nd}(T)$ —возраст для поздневендских-раннепалеозойских гранитоидных ассоциаций Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов Восточной Тувы (по данным табл. 4).

1 — гранитоидные ассоциации островодужного этапа, 2 — гранитоидные ассоциации аккреционно-коллизийного этапа, 3 — поле эволюции изотопного состава Nd пород Таннуольской зоны Восточной Тувы, по [Монгуш и др., 2011], 4 — поле эволюции изотопного состава Nd супракратальных комплексов Тувино-Монгольского массива по [Козаков и др., 2003], 5 — направление эволюции изотопного состава Nd раннепалеозойских гранитоидов Озерной зоны Западной Монголии, по [Ковач и др., 2011].

гранодиорит-гранитной ассоциации на заключительных этапах аккреционно-коллизийных процессов в Восточной Туве, может быть связано с несколькими причинами: либо со сменой состава магмообразующего субстрата в области магмогенерации, в частности, с иными соотношениями метабазитового и древнего корового материалов в области формирования исходных для них расплавов, либо с иным составом и возрастом мантийного источника (например, обогащенного), участвующего в гранитообразовании, либо с участием того и другого источников или еще каких-либо источников. Авторы не исключают возможности их формирования за счет частичного плавления нижнекоровых тоналитов или диоритовых источников (по модели [Collins et al., 1982]). Но для выяснения этих обстоятельств требуется проведение дополнительных исследований.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в характере проявления высоко- и низкоглиноземистых плагиогранитоидов на аккреционно-коллизийном этапе в составе исследуемых гранитоидных батолитов Восточной Тувы наблюдается прямо противоположная тенденция в соотношении их масштабов развития и времени формирования. По мере омоложения возраста плагиогранитоидов наблюдается постепенное снижение объемов выплавления высокоглиноземистых плагиогранитных расплавов (от 500 до 471 млн лет) и практически одновременное начало формирования низкоглиноземистых плагиогранитоидных расплавов (от 486 до 450 млн лет), с увеличением их объемов на более поздних возрастных уровнях. Предполагается, что такая тенденция имеет место в том случае, когда на ранних этапах аккреционно-коллизийных процессов максимальный тепловой прогрев поднимающимися мантийными (базитовыми) расплавами происходил в нижних частях коллизийного сооружения, приведший к выплавлению расплавов, исходных для высокоглиноземистых плагиогранитоидов, а на более поздних этапах, когда под действием более масштабного и неоднократного прогрева поднимающимися мантийными расплавами более высоких уровней коллизийного сооружения происходило формирование исходных расплавов для низкоглиноземистых плагиогранитоидов. На это обстоятельство, как уже упоминалось выше, указывает присутствие габброидных интрузий с возрастом ~512, ~484 и ~449 млн лет (Зубовский, Мажалыкский и Шуйский и другие массивы соответственно, см. табл. 1, рис. 1) и широкое развитие близодновременных с ними плагиогранитоидов низкоглиноземистого типа (500—490, 480—472 и ~450 млн лет).

В заключение можно отметить, что плагиогранитоидные ассоциации высоко- и низкоглиноземистого типа аккреционно-коллизийного этапа развития в Восточной Туве по петрохимическому составу и геохимическим характеристикам, а также времени формирования и масштабам развития обнаруживают определенное сходство с таковыми в сопредельных регионах АССО, в частности, с Озерной зоной Западной Монголии [Руднев и др., 2009, 2012; Ярмолюк и др., 2011; Ковач и др., 2011]. Но следует добавить, что несмотря на практическое близодновременное время становления диорит-тоналит-плагиогранитных и диорит-гранодиорит-гранитных ассоциаций в Восточной Туве и Озерной зоне, между ними наблюдаются отличия в характере эволюции изотопных параметров ( $\epsilon_{Nd}$ ) во времени. Как видно на диаграмме  $\epsilon_{Nd}(T)$ —возраст (см. рис. 6), эволюция изотопного состава Nd поздневендских-раннепалеозойских плагиогранитоидов островодужного и аккреционно-коллизийного этапа развития Восточной Тувы отклоняется в область более низких значений  $\epsilon_{Nd}$  и древних значений  $T_{Nd}(DM)$ , в направлении к области изотопного состава пород Тувино-Монгольского массива. Наиболее ощутима добавка древнего корового источника при гранитообразовании в возрастном диапазоне от 480—470 до 450 млн лет. В Озерной зоне плагиогранитоидные ассоциации аналогичного состава и возраста по сравнению с таковыми в Восточной Туве характеризуются более высокими значениями  $\epsilon_{Nd}$ .

## ВЫВОДЫ

Результаты исследований, проведенных для поздневендских-раннепалеозойских интрузивных ассоциаций (комплексов) Каахемского, Восточно-Таннуольского и Хамсаринского батолитов Восточной Тувы, позволили установить, что эти грандиозные по своим масштабам геологические образования имеют длительную историю развития интрузивного магматизма и образованы тесно сопряженными во времени и пространстве гранитоидами и габброидами, отражая контрастную смену геодинамических обстановок их формирования.

1. Анализ полученных геохронологических данных (U-Pb, Ar-Ar методы) позволил установить, что формирование поздневендских-раннепалеозойских гранитоидов происходило в возрастном диапазоне 562—450 млн лет на нескольких возрастных рубежах и различных геодинамических этапах развития (*островодужный* — 562—518 млн лет, *аккреционно-коллизионный* — 500—450 млн лет). При этом основной объем гранитоидного магматизма фиксируется на аккреционно-коллизионном этапе развития региона. Столь широкомасштабное гранитообразование, наблюдаемое на этом этапе, объясняется более мощным и неоднократным тепловым воздействием со стороны поднимающихся мантийных (габброидных) расплавов на различные по глубине залегания породы коллизионного сооружения, образовавшиеся в результате сочленения и тектонического расчленивания разнообразных по вещественному составу и возрасту вулканогенных и осадочных отложений островных дуг, задуговых бассейнов и микроконтинентов. Установленная синхронность проявления базитового и последующего за ним гранитоидного магматизма на протяжении всего раннего палеозоя в структурно-формационных зонах Восточной Тувы свидетельствует о длительном существовании мантийного очага (поздний кембрий—ордовик). Неоднократно проявившиеся корово-мантийные взаимодействия, происходившие в нижних и средних частях коры каледонид Тувы, в конечном итоге способствовали постоянному возрастанию объемов выплавления гранитоидных расплавов, особенно в позднем ордовике, а также широкому разнообразию по минералого-петрографическому и петрогеохимическому составу и изотопным характеристикам плагиогранитоидов и гранитоидов, последующее внедрение и консолидация которых в верхних частях коллизионных сооружений привели к образованию крупных гранитоидных батолитов.

2. Результаты петрогеохимических исследований раннепалеозойских плагиогранитоидных ассоциаций позволили установить, что среди них выделяются плагиогранитоиды высоко- и низкоглиноземистого типа, отражающие различные (в первую очередь по давлению) условия формирования исходных расплавов. На островодужном этапе развития региона наблюдаются только низкоглиноземистые плагиограниты толейтовой (*M*-тип) и известково-щелочные (*I*-тип) серии. Формирование исходных для них расплавов происходило при  $P = 3—8$  кбар за счет частичного плавления метабазитов N-MORB-типа, расположенных в основании островной дуги в равновесии с амфиболсодержащим реститом.

На аккреционно-коллизионном этапе развития региона, в диапазоне возрастов от 500 до 450 млн лет, происходило формирование плагиогранитоидов высоко- и низкоглиноземистого типа, отражая существенные различия по вещественному составу и глубине генерации исходных расплавов. Высокоглиноземистые плагиограниты являются продуктами плавления метабазитов N-MORB-типа в низах коллизионного сооружения при  $P \geq 15$  кбар в равновесии с гранатсодержащим реститом. В то время как низкоглиноземистые плагиограниты формировались за счет плавления метабазитов в верхних частях этих же коллизионных сооружений при  $P \leq 8$  кбар в равновесии с амфиболсодержащим реститом, т.е. генерация их родоначальных расплавов происходила на меньших глубинах.

3. Изотопно-геохимические исследования раннепалеозойских плагиогранитоидных ассоциаций островодужного и аккреционно-коллизионного этапа развития в Каахемском и Восточно-Таннуольском батолитах позволили выявить ряд сходств и различий. Для плагиогранитоидов островодужного этапа (низкоглиноземистые *M*- и *I*-типов) характерны положительные и относительно устойчивые значения  $\epsilon_{Nd}$  (6.9—6.3) и низкие значения отношений изотопов стронция ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7034—0.7046$ ). Пониженные в сравнении с деплетированной мантией значения  $\epsilon_{Nd}$ , а также особенности их петрогеохимического состава (наличие Nb-Ta и Ti минимумов) отражают субдукционные характеристики метабазитового субстрата при подчиненном участии древнекорового материала. Для высоко- и низкоглиноземистых плагиогранитоидов аккреционно-коллизионного этапа развития региона по мере омоложения пород отмечается снижение значений  $\epsilon_{Nd}$  (от 6.2 до 3.4), удревнение Nd-модельного возраста  $T_{Nd}(DM)$  (от 0.73 до 0.92 млрд лет) и повышение значений первичных отношений изотопов стронция ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7036—0.7048$ ), которые, как и для плагиогранитоидов островодужного этапа, указывают на существенно метабазитовый состав исходного субстрата, но при прогрессивной добавке древнего корового материала в область магмогенерации.

Авторы выражают глубокую благодарность А.Н. Дистановой за предоставленный каменный материал, а также Н.М. Глухой, Г.А. Докукиной, А.Д. Кирееву, Е.А. Крук, И.В. Николаевой, В.С. Пархоменко, С.В. Палесскому, С.Т. Шестелю (ИГМ СО РАН, Новосибирск), А.Н. Антонову, Н.Г. Бережной, Е.Н. Лепехиной, А.П. Ларионову, С.Л. Преснякову (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), Т.Б. Баяновой

(ГИ КНЦ РАН, Апатиты) за проведение аналитических исследований и В.И. Лебедеву и А.М. Сугораковой (ТИКОПР СО РАН) за помощь при проведении экспедиционных работ.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 13-05-00381) Президиума СО РАН (интеграционные проекты № 7.10.2).

#### ЛИТЕРАТУРА

**Арт Дж.Г.** Некоторые элементы-примеси в трондьемитах — их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М., Мир, 1983, с. 99—105.

**Баркер Ф.** Трондьемит: определение, геологическая обстановка и гипотезы образования / Под ред. Ф. Баркер. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М., Мир, 1983, с. 9—18.

**Берзина А.П., Сотников В.И., Берзина А.Н., Гимон В.О.** Геохимическая специфика Cu-Mo-порфировых магматических центров различных циклов развития Центрально-Азиатского подвижного пояса (на примере Сибири и Монголии) // Геохимия, 1999, № 11, с. 1151—1164.

**Бородина Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э.** Петрология ордовикских коллизионных расслоенных перidotит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (9), с. 1075—1091.

**Геологическая** карта Тувинской АССР. Масштаб 1:500 000 // Под ред. А.А. Подкаменного, М.Л. Шермана. Л., ВСЕГЕИ, 1983.

**Дистанова А.Н.** Строение плутонов и особенности состава раннепалеозойских гранитоидов Каахемского района Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Новосибирск, Наука, 1981, с. 24—62.

**Журавлев А.З., Журавлев Д.З., Костицын Ю.А., Чернышов И.В.** Определение самарий-неодимового отношения для целей геохронологии // Геохимия, 1987, № 8, с. 1115—1129.

**Ковалев П.Ф., Добрянский Г.И., Шнай Г.К., Бродская Г.Л.** Чарашский комплекс — петротип выскоглиноземистых низкощелочных плагиогранитов // Отечественная геология, 1997, № 11, с. 38—42.

**Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Карташов П.М., Ковач В.П., Козаков И.К., Козловский А.М., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Листратова Е.Н., Яковлева С.З.** Халдзан-Бурегтейский массив щелочных и редкометалльных магматических пород: строение, геохронология и геодинамическое положение в каледонидах Западной Монголии // Петрология, 2004, т. 12, № 5, с. 467—494.

**Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М., Котов А.Б., Терентьева Л.Б.** Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. II. Геохимические и Nd-изотопные данные // Петрология, 2011, т. 19, № 3, с. 1—29.

**Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Котов А.Б., Лебедев В.И., Сугоракова А.М., Яковлева С.З.** Возраст постколлизийного магматизма каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // Докл. РАН, 1998, т. 360, № 4, с. 514—517.

**Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В., Кириозова Т.И., Котов А.Б., Ковач В.П.** О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология, 1999, т. 7 (6), с. 631—643.

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

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

**Лучицкая М.В.** Тоналит-трондьемитовые комплексы Корякско-Камчатского региона (геология, геодинамика). М., ГЕОС, 2001, 124 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 522).

**Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорская Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А.** Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде—раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (5), с. 649—665.

**Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н.** Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой // Геохимия, 2008, № 10, с. 1085—1091.

**Пархоменко В.С.** Определение микроэлементов в стандартах горных породах // Физические методы анализа в геохимии. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 23—27.

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

**Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.М.** Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность и источники) // ДАН, 2004а, т. 396 (3), с. 369—373.

**Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Бибикова Е.В.** U-Pb изотопный возраст гранитоидов Бренского массива (Восточная Тува) // Изв. ТПУ, Томск, 2004б, т. 307, № 6, с. 35—40.

**Руднев С.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Шокальский С.П., Борисов С.М., Травин А.В., Левченков О.А., Терлеев А.А., Куйбида М.Л.** Геологическая позиция, возраст и геохимическая модель формирования островодужных плагиогранитоидов Западного Саяна // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (2), с. 170—187.

**Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибикова Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Баянова Т.Б.** Каахемский полихронный гранитоидный батолит (В. Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера, 2006, № 2, с. 3—33.

**Руднев С.Н., Борисов С.М., Бабин Г.А., Левченков О.А., Макеев А.Ф., Серов П.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В.** Раннепалеозойские батолиты северной части Кузнецкого Алатау (вещественный состав, возраст и источники) // Петрология, 2008а, т. 16, № 4, с. 421—448.

**Руднев С.Н., Дистанова А.Н., Лебедев В.И., Сугорокова А.М., Бабин Г.А., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Ларионов А.Н.** Возраст, состав и геодинамические условия формирования гранитоидов Восточно-Таннуольского батолита (Тува) // Материалы научн. совещ. «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск, ИЗК СО РАН, 2008б, вып. 6, т. 2, с. 68—70.

**Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П., Шелепаев Р.А., Терентьева Л.Б.** Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология, 2009, т. 17, № 5, с. 470—508.

**Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С., Шелепаев Р.А., Оришаши Ю., Лобанов К.В., Вишневский А.В.** Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Бумбатхаирханского ареала Озерной зоны Западной Монголии (геологические, петрохимические и геохронологические данные) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (5), с. 557—578.

**Руднев С.Н., Ковач В.П., Пономарчук В.А.** Венд-раннекембрийский островодужный плагиогранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии (геохронологические, геохимические и изотопные данные) // Геология и геофизика, 2013а, т. 54 (10), с. 1628—1647.

**Руднев С.Н., Бабин Г.А., Ковач В.П., Киселева В.Ю., Серов П.А.** Ранние этапы островодужного плагиогранитоидного магматизма Горной Шории и Западного Саяна // Геология и геофизика, 2013б, т. 54 (1), с. 27—44.

**Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю.** Новые данные по строению, возрасту и составу раннепалеозойских гранитоидных батолитов Тувы // Материалы научн. совещ. «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск, ИЗК СО РАН, 2014а, вып. 12, с. 68—70.

**Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю.** Возрастные рубежи, состав, источники и условия формирования раннепалеозойских плагиогранитоидов Восточной Тувы // Материалы II Междунар. геологической конф. «Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора». Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2014б, с. 178—180.

**Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А., Яковлева С.З., Федосеев А.М.** Раннеордовикский возраст мажалыкского комплекса Восточной Тувы: U-Pb метод по циркону // Материалы совещания: Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., Центр информационной культуры, 2003, с. 450—452.

**Сотников В.И., Пономарчук В.А., Берзина А.П., Травин А.В.** Геохронологические рубежи магматизма медно-молибден-порфирирового месторождения Эрдэнэтуин-Обо (Монголия) // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 3, с. 78—89.

**Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.Н.** Аксугское порфирировое месторождение в Северо-Восточной Туве:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  геохронология, источники вещества // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (11), с. 1119—1132.

**Сугорокова А.М.** Сводка результатов новейших геохронологических исследований магматических образований на территории Тувы // Матер. научн. совещ. «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск, ИЗК СО РАН, 2011, вып. 9, с. 205—207.

**Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.** Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // *Геохимия*, 2009, № 11, с. 1181—1199.

**Туркина О.М.** Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // *Геохимия*, 2000, № 7, с. 704—717.

**Шаповалов Д.Н.** Легенда Верхнеенисейской серии государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 (издание второе). Лист М-46-Х. Объяснительная записка. Кызыл, 2001, 40 с.

**Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И., Токарев В.Н., Зыбин В.А., Дубский В.С., Мурзин О.М., Кривчиков В.А., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Федосеев Г.С., Титов А.В., Сергеев В.П., Лихачев Н.Н., Мамлин А.Н., Котельников Е.И., Кузнецов С.А., Зейферт Л.Л., Яшин В.Д., Носков Ю.С., Уваров А.Н., Федак С.И., Гусев А.И., Выставной С.А.** Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2000, 188 с.

**Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Яковлева С.З., Федосеев А.М.** Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // *Петрология*, 2011, т. 19, № 1, с. 83—107.

**Barnes C.G., Petersen S.W., Kistler R.W., Murray R., Kays M.A.** Source and tectonic implication of tonalite-trondhjemite magmatism in the Klamath Mountains // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 123, p. 40—60.

**Beard J.S., Lofgren G.E.** Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1.3 and 6.9 kbar // *J. Petrol.*, 1991, v. 32, p. 365—401.

**Castillo P.R.** An overview of adakite petrogenesis // *Chinese Sci. Bull.*, 2006, v. 51, № 3, p. 257—268.

**Chappell B.W., White A.J.R.** Two contrasting granite types // *Pacific Geol.*, 1974, v. 8, p. 173—174.

**Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W.** Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // *Contr. Miner. Petrol.*, 1982, v. 80, p. 1—2.

**Drummond M.S., Defant M.J.** A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // *J. Geophys. Res.*, 1990, v. 5, p. 21503—21521.

**Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K.** Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // *Trans. R. Soc. Edinburgh. Earth Sci.*, 1996, v. 87, p. 205—215.

**Krogh T.E.** A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, v. 37, p. 485—494.

**Le Maitre R.W.** A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Science, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell, 1989, 193 p.

**Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D.** An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 1—24.

**Rapp R.P., Watson E.B.** Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, p. 891—931.

**Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F.** Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites // *Precamb. Res.*, 1991, v. 51, p. 1—25.

**Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, № 42, p. 313—345.

**Taylor S.R., McLennan S.M.** The continental crust: Its evolution and composition. London, Blackwell, 1985, 312 p.

**Whalen J.B., Persival J.A., McNicoll V.J., Longstaffe F.J.** A mainly crustal origin for tonalitic granitoid rocks, Superior Province, Canada: implication for Late Archean tectonomagmatic processes // *J. Petrol.*, 2002, v. 43, p. 1551—1570.

**White A.J.R.** Source of granite magmas // *Geol. Soc. Am. Abst. Prog.*, 1979, v. 11, 539 p.