

**ШОШОНИТ-ЛАТИТОВАЯ СЕРИЯ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ:
⁴⁰Ar/³⁹Ar ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЯ И Sr-Nd ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПОРОД АКАТУЕВСКОЙ
ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ АЛЕКСАНДРОВО-ЗАВОДСКОЙ ВПАДИНЫ
С.А. Сасим¹, С.И. Дриль¹, А.В. Травин^{2,3,4}, Т.А. Владимирова¹, Н.С. Герасимов¹, Ю.В. Носкова¹**

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

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

⁴ Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия

Приведены новые данные о возрасте, геохимии и изотопном составе Sr и Nd Акатуевского массива и комагматических пород нижней пачки кайласской свиты (акатуевская вулканоплутоническая ассоциация), локализованных в пределах Александрово-Заводской впадины Восточного Забайкалья.

Проведенное изотопное ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование амфиболов дает значения 154.8 ± 4.4 млн лет для монзогаббро ранней фазы Акатуевского массива; 160.7 ± 3.9 млн лет для монзонита главной фазы этого массива и 161.5 ± 1.7 млн лет для шошонитового базальта нижней пачки кайласской свиты. Ведущим петрогенетическим механизмом пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации является процесс кристаллизационной дифференциации расплавов при подчиненной роли коровой контаминации, проявленной в минералого-петрографических особенностях некоторых геохимических и изотопных характеристиках пород.

Характерной геохимической чертой пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации является их обогащенность LILE, легкими REE, U, Th, Pb при резко проявленном дефиците элементов высокозарядной группы (Nb, Ti) и P. Изотопные Sr-Nd характеристики пород (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(160 млн лет) = 0.70642—0.70688 и ε_{Nd(160 млн лет)} = -0.6...-2.2) свидетельствуют об их образовании из обогащенного мантийного источника типа ЕМII, а также отражают незначительное влияние процессов коровой контаминации на состав эволюционировавших расплавов.

⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование, Акатуевский массив, кайласская свита, Восточное Забайкалье, внутриплитовый магматизм, шошонит-латитовая серия.

**SHOSHONITE-LATITE SERIES OF THE EASTERN TRANSBAIKALIA: ⁴⁰Ar/³⁹Ar AGE, GEOCHEMISTRY,
AND Sr-Nd ISOTOPE COMPOSITION OF ROCKS FROM THE AKATUI VOLCANOPLUTONIC ASSOCIA-
TION OF THE ALEKSANDROVSKII ZAVOD DEPRESSION**

S.A. Sasim, S.I. Dril, A.V. Travin, T.A. Vladimirova, N.S. Gerasimov, and Yu.V. Noskova

The paper presents new data on age, geochemistry, and Sr and Nd isotope composition of rocks from the Akatui massif and comagmatic rocks from the lower unit of the Kailas Formation (Akatui volcanoplutonic association), localized within the Aleksandrovskii Zavod depression. The amphibole ⁴⁰Ar/³⁹Ar age date the monzogabbro of the early phase of the Akatui massif at 154.8 ± 4.4 Ma; the monzonite of the main phase yields a ⁴⁰Ar/³⁹Ar age of 160.7 ± 3.9 Ma, and the shoshonite basalt of the lower unit of the Kailas Formation yields a ⁴⁰Ar/³⁹Ar age of 161.5 ± 1.7 Ma. The leading petrogenetic mechanism for the Akatui volcanoplutonic association is crystal fractional differentiation of melts with minor crustal contamination, which can be suggested from the mineralogical and petrographic features and geochemical and isotope characteristics of rocks. The geochemical data for the Akatui volcanoplutonic association show LILE, LREE, U, Th, and Pb enrichment with a characteristic depletion in high-field strength elements (HFSE), such as Nb and Ti. They are also depleted in P. Sr-Nd isotope data (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(160 Ma) = 0.70642–0.70688 and ε_{Nd(160 Ma)} = -0.6 to -2.2) suggest an EMII-type mantle source and could also indicate a negligible degree of crustal contamination in the evolved melts.

⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, Akatui massif, Kailas Formation, Eastern Transbaikalia, within-plate magmatism, shoshonite-latitude series

ВВЕДЕНИЕ

Монголо-Охотский пояс (МОП) является одной из крупнейших орогенных структур Центральной Азии [Парфенов и др., 1999], что определяет его важнейшее значение при расшифровке эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса, формировавшегося в интервале времени от позднего неопро-

розоя до позднего мезозоя включительно [Парфенов и др., 2003]. На разных этапах своего развития регион являлся ареной проявления масштабных субдукционных и коллизионных событий, подвергался влиянию внутриплитовых магматических процессов.

Мезозойские постаккреционные магматические комплексы центральной части МОП представляют собой удобные объекты для выяснения роли различных мантийных и коровых источников вещества, вовлеченных во внутриплитовый магматический процесс, завершивший развитие этого орогенного пояса. Александрово-Заводская рифтогенная впадина Восточного Забайкалья может рассматриваться как эталонная структура, где на сравнительно небольшой площади проявлены магматические образования как шошонит-латитовой, так и трахибазальтовых серий, являющихся типоморфными для постаккреционной стадии развития МОП [Таусон и др., 1984; Антипин, 1992].

В связи с этим задачами настоящей работы являются: 1) реконструкция на основе комплекса минералогических и петрогеохимических данных природы петрогенетических процессов, ответственных за формирование пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации; 2) выяснение источников вещества магматических пород с использованием данных по изотопному составу Sr и Nd, а также 3) уточнению возраста пород вулканоплутонической ассоциации с использованием $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода изотопного датирования.

Объектами изотопно-геохимического и геохронологического исследований в настоящей работе являются породы акатуевской вулканоплутонической ассоциации, в которую входят одноименный интрузивный комплекс и вулканические породы нижней пачки кайласской свиты.

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОРОД ШОШОНИТ-ЛАТИТОВОЙ СЕРИИ

Проявления магматизма шошонит-латитовой серии в петрохимическом плане, как правило, характеризуются высокими содержаниями калия и относительно низкими концентрациями титана в породах и приурочены к тыловым частям зон активных континентальных окраин, островных дуг [Stern, 2002; Hastie, 2007; Gao et al., 2010] или постколлизионным (постаккреционным) геодинамическим обстановкам [Turner et al., 1996; Bakkali et al., 1998; Miller et al., 1999; Dugen et al., 2005; Conticelli et al., 2009; Zhao et al., 2009; Wang et al., 2010; Conticelli et al., 2011; Prelevic et al., 2012; Arslan et al., 2013]. Особенности состава магматизма, приуроченного к разным геодинамическим обстановкам, позволяют решить вопрос об источниках вещества соответствующих изверженных пород, а также понять эволюцию магматических процессов, проявленных в пределах конкретного орогенного пояса.

История геодинамического развития Забайкальского сегмента МОП в палеозое и мезозое рассматривается рядом исследователей [Гордиенко Кузьмин, 1999; Парфенов и др., 2003] как необратимый эволюционный ряд различных геодинамических обстановок, возникавших в океаническую, переходную и континентальную стадии, в которых запечатлены конструктивные процессы преобразования океанической коры в континентальную стадию и последующие неоднократно проявляющиеся процессы деформации, аккреции и коллизии.

Согласно данным палеогеодинамических реконструкций, полное закрытие Монголо-Охотского океана и формирование МОП на территории Восточного Забайкалья произошло на рубеже ранней и средней юры [Парфенов и др., 2003]. Позднемезозойская внутриплитовая эндогенная активность в пределах азиатского континента обусловила появление системы грабенов, горстов, сводовых поднятий, а также проявилась в формировании серий магматических пород повышенной щелочности, которые обычно характеризуются повышенными содержаниями некогерентных элементов [Казимировский, 1996; Ярмолюк и др., 2000; Кузьмин, Ярмолюк, 2014].

Переход орогенного пояса к внутриконтинентальному этапу своего развития в Юго-Восточном Забайкалье сопровождался на рубеже средней юры—раннего мела широким развитием магматизма различных геохимических типов [Таусон и др., 1984; Антипин, 1992]. Позднемезозойский этап тектонического развития МОП подразделяется на две стадии — позднеюрскую и позднеюрско-раннемеловую [Первов и др., 1987; Казимировский, 1996]. Для первой стадии характерно развитие субщелочных эффузивов повышенной калиевоности, относимых к геохимическому типу шошонит-латитовых серий. Генезис этих пород обычно связывается с процессом взаимодействия флюидонасыщенных мантийных базитовых расплавов с веществом континентальной коры. Процесс ассимиляции основными магмами корового вещества проходил в малоглубинных периферических очагах и совместно с процессом кристаллизационной дифференциации расплавов давал протяженную серию пород от основных через средние к кислым, имеющим соответствующую геохимическую специфику [Таусон и др., 1984; Антипин, 1992]. На второй стадии формируются породы бимодальной трахибазальт-трахириолитовой ассоциации, включающей трахибазальты повышенной титанистости, дациты, трахидациты, риолиты и субщелочные риолиты. Этот магматизм является типоморфным для многочисленных рифтогенных впадин МОП [Первов, 1987; Казимировский и др., 2001; Воронцов, Ярмолюк, 2007].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АКАТУЕВСКОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ

Александрово-Заводская впадина расположена в центральной части Юго-Восточного Забайкалья и входит в состав Аргунской структурно-формационной зоны (Аргунского супертеррейна) МОП (рис. 1). Впадина представляет собой рифтогенную депрессионную структуру, образовавшуюся в период перехода к внутриконтинентальному этапу развития орогенного пояса в мезозойское время [Булнаев, 2006].

На территории Александрово-Заводской впадины среди стратифицированных образований развиты метаморфизованные осадочные отложения венда, карбонатные отложения нижнего кембрия, терригенные образования нижней и средней юры, средневерхнеюрские вулканические субщелочные породы основного и среднего составов, нижнемеловые кислые вулканы и четвертичные отложения (рис. 2).

Интрузивные образования представлены верхнепалеозойскими гранитоидами ундинского и кутмарского комплексов, средневерхнеюрскими монцонитовыми породами акатуевского комплекса и нижнемеловыми жильными трахидолеритами, относимыми к абагайтуйскому комплексу.

Акатуевский массив. Интрузии акатуевского комплекса образуют штоки размером от 0.1 до 45.0 км², локализованные в Александрово-Заводской впадине и отличающиеся глубокой дифференцированностью вещественного состава пород. Более крупные интрузии имеют двух-трехфазное строение [Захаров, 1972; Трошин, 1978; Таусон и др., 1984]. Ранняя и главная фазы интрузивного комплекса сложены породами монцонитового ряда, а заключительная фаза — разнообразными кислыми и средними породами с повышенной щелочностью. В однофазных интрузиях те же петрографические типы пород выступают как фациальные разновидности.

Типичным представителем акатуевского комплекса является одноименный массив (см. рис. 2). В современном эрозионном срезе Акатуевский массив занимает площадь около 45 км² и располагается в пределах северного крыла Александрово-Заводской впадины. Он приурочен к контакту верхнепалеозойских гранитоидов и осадков нижней—средней юры. По геологическим и геофизическим данным, массив залегает в виде лакколитообразного или гарполитообразного тела, несколько расширяющегося к западу, нижняя кромка которого находится на глубине примерно 3 км [Государственная..., 2000].

В строении массива принимают участие образования трех фаз внедрения [Захаров, 1972; Таусон и др., 1984; Государственная..., 2000]. Образования первой фазы распространены в северной краевой части массива и сложены оливиновыми монцонитами, монцогаббро. Они испытали сильное контактное воздействие при формировании пород второй (главной) фазы Акатуевского массива [Захаров, 1972].

Породы второй фазы слагают основную часть массива. Они представлены массивными среднезернистыми монцонитами и реже кварцевыми монцонитами. Образования третьей (заключительной)

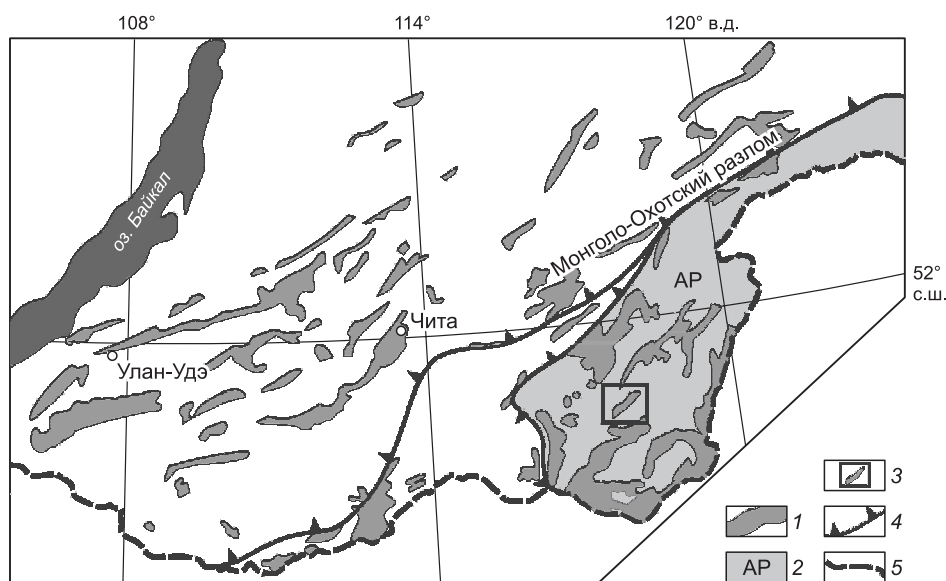


Рис. 1. Схема расположения крупнейших позднемезозойских (J₂₋₃-K₁) рифтогенных впадин Западного и Восточного Забайкалья.

1 — позднемезозойские рифтогенные впадины; 2 — Аргунский супертерреин пассивной континентальной окраины; 3 — положение Александрово-Заводской рифтогенной впадины; 4 — надвиги, ограничивающие Монголо-Охотский пояс в палеозое—раннем мезозое; 5 — контур государственной границы РФ.

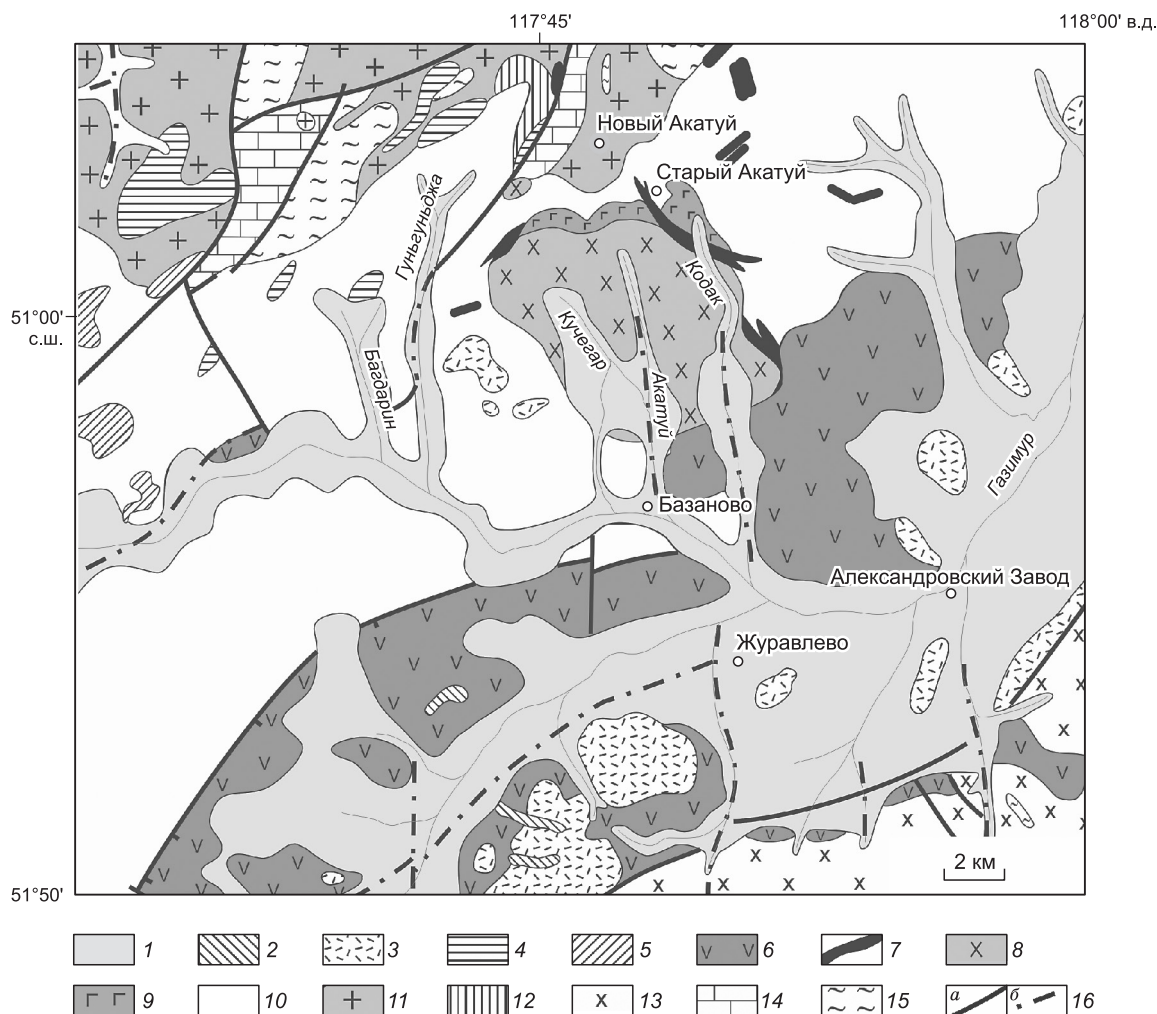


Рис. 2. Схема геологического строения Александрово-Заводской впадины, по [Горлов, 1963] с уточнениями, по [Государственная..., 2000].

1 — четвертичные отложения; 2 — раннемеловые гранитоиды абагайтуйского комплекса; 3 — нижнемеловые стратиграфические образования тургинской свиты; 4 — гранитоиды и монциты верхнеюрского нерчинскозаводского комплекса; 5 — средневерхнеюрские кварцевые диориты шадоронского комплекса; 6 — средневерхнеюрские стратиграфические образования кайласской свиты; 7—9 — средневерхнеюрский акатуевский комплекс: 7 — сиениты третьей фазы, 8 — монциты второй (главной) фазы, 9 — габбро-монциты первой фазы; 10 — нижнесреднеюрские терригенные отложения; 11 — нижнепермские гранитоиды ундинского комплекса; 12 — раннетриасовые гранитоиды лубинского комплекса; 13 — пермь-нижнетриасовые гранитоиды кутумарского комплекса; 14 — нижнекембрийские карбонатные отложения быстринской свиты; 15 — вендские стратифицированные образования; 16 — разломы: *a* — достоверные, *b* — предполагаемые.

фазы представлены дайками и дайкообразными телами сиенитов. Большинство даек и дайкообразных тел третьей фазы внедрены в экзоконтактовой области.

Опубликованные оценки возраста для пород Акатуевского массива, полученные К-Аг методом по биотитам [Захаров, 1972; Таусон и др., 1984], имеют следующие значения: 164 ± 8 млн лет для оливинового монцитита ранней фазы; 157 ± 8 млн лет для монцитита; 147 ± 7 млн лет для кварцевого монцитита главной фазы и 118 ± 6 млн лет для кварцевого сиенита заключительной фазы. К-Аг возраст по породе в целом для сиенита заключительной фазы составил 148 ± 7 млн лет.

Вмещающие Акатуевский массив юрские осадочные образования ороговикованы и деформированы в экзоконтактовой зоне шириной до 300 м.

Следует отметить, что некоторыми исследователями [Трошин, 1978] рассматривается не трех, а двухфазное строение массива. Отметим соответствия между подходами в выделении фаз Акатуевской интрузии. Породы первой и второй фаз внедрения Ю.П. Трошин предлагает объединить в первую фазу и подразделять в ней две фации соответственно, а образования третьей фазы внедрения относить ко второй фазе.

Кайласская свита. В разрезе верхнеюрско-нижнемеловых эффузивных пород выделяются три толщи: нижняя и средняя толщи сложены вулканитами основного и среднего составов, и верхняя — кислыми. Согласно принятому в настоящее время стратиграфическому подразделению для данной территории [Государственная..., 2000], нижняя толща вулканитов относится к нижней пачке кайласской свиты (J_{2-3}), средняя толща — к ее же верхней пачке, а кислые эффузивы верхней толщи — к тургинской свите (K_1).

Кайласская свита с угловым несогласием залегает на терригенных отложениях нижней—средней юры и доюрских гранитоидах и имеет с ними тектонические контакты. Она сложена двумя пачками вулканитов среднего—основного состава, разделенных пачкой туфогенно-осадочных пород.

Нижняя пачка кайласской свиты сложена переслаиванием массивных и брекчиевидных шошонитовых базальтов, шошонитов, латитов, кварцевых латитов, сопровождающихся вулканомиктовыми конгломератами в основании лавовых потоков. Выше по разрезу залегают туфопесчаники с прослоями туфобрекчий и туфов вулканитов среднего состава [Государственная..., 2000]. Средняя пачка представлена переслаиванием конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, туфогравелитов и туфоконгломератов. Иногда средняя пачка выпадает из разреза. Верхняя пачка представляет собой переслаивание трахибазальтов, трахиандезитов, трахидацитов, их туфов и туфобрекчий.

Возраст пород кайласской свиты определяется тем, что они несогласно залегают на осадочных породах нижнесреднеюрского и среднеюрского возраста, а сверху на них залегают стратифицированные образования нижнего мела. Опубликованные K-Ar возрасты для вулканитов нижней пачки кайласской свиты лежат в пределах 185—144 млн лет [Захаров, 1972].

В работах [Захаров, 1972; Таусон и др., 1984; Антипин, 1992] было показано, что породы Акатувского массива вместе с вулканитами нижней пачки кайласской свиты образуют единую вулканоплутоническую ассоциацию.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Характеристика объектов исследования базируется на детальном изучении 50 проб, отобранных при проведении полевых работ.

Микронзондовые исследования полированных шлифов пород проводились в ИГХ СО РАН на электронно-зондовом рентгеноспектральном микроанализаторе JXA8200.

Исследование состава пород на содержание основных петрогенных элементов — Sr, Zr, Nb, Ba и Y выполнялось методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) в ИГХ СО РАН. Силикатный состав пород определялся на рентгенофлуоресцентном спектрометре СРМ-25, а содержания Sr, Zr, Nb, Ba и Y — на приборе S4 Pioneer. Исследование микроэлементного состава пород (V, Cr, Co, Ni, Rb, Cs, REE, Hf, Pb, Th, U) производилось методом ICP-MS в Институте геохимии СО РАН на приборе Element-2 и Лимнологическом институте СО РАН на приборе Agilent 7500. Отдельные определения концентраций цезия выполнялись методом пламенной фотометрии.

Результаты исследования изотопных составов стронция и неодима получены с использованием материально-технической базы ЦКП изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН и ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН.

Выделение чистых фракций стронция и неодима проводилось по методике, описанной в [Yang et al., 2010]. Изотопные составы стронция и неодима измерялись как ионные токи металлов на термоионизационном многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262. Определения изотопного состава стронция проведены методом изотопного разбавления с применением смешанного трассера $^{84}\text{Sr} + ^{85}\text{Rb}$. Измерения стронция проводились в одноленточном режиме с использованием танталового активатора [Birck, 1986]. Измерения изотопного состава стронция стандартного образца NIST SRM-987 ($N = 35$), проведенные в течение года, дали результат по отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710254 \pm 9$ (2 sd). Рекомендованное значение равно 0.710250. Ионизация неодима в виде Nd^+ осуществлялась в двухленточном источнике ионов на рениевых ленточках. Анализ состоял из 10 блоков по 10 циклов в каждом блоке. Среднее значение измерения изотопного состава стандартного образца JNd-1 за текущий год ($N = 25$) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512109 \pm 12$ (2 sd). Рекомендованное значение равно 0.512110. Уровень холостого опыта составил: 0.05—0.2 нг Sm; 0.2—0.5 нг Nd; 0.02—0.050 нг Rb; 0.2—0.8 нг Sr.

Величины $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ рассчитаны из концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, определенных методом ICP-MS.

^{40}Ar - ^{39}Ar изотопное датирование амфиболов из пород акатувеской вулканоплутонической ассоциации было выполнено методом ступенчатого прогрева в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Отбор мономинеральной фракции 0.50—0.25 мм проводился под бинокулярной лупой. Облучение проб производилось в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики (г. Томск). Градиент нейтронного потока за период облучения не превышал 0.5 % в размере образца. Холостой опыт по определению потока ^{40}Ar (10 мин при

1200 °С) не превышал $5 \cdot 10^{-10}$ н · см³. Очистку аргона проводили с помощью Ti- и ZrAl-SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измеряли на масс-спектрометре Noble gas 5400. Ошибки измерений соответствуют интервалу $\pm 2\sigma$. Для коррекции на изотопы ³⁶Ar, ³⁷Ar, ⁴⁰Ar, полученные при облучении Ca, Cl, K, использованы следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00032 \pm 0.000021$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.0641 \pm 0.0001$. Перед измерениями произведена предварительная дегазация образцов при температуре 300 °С.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД АКАТУЕВСКОГО МАССИВА И ВУЛКАНИТОВ НИЖНЕЙ ПАЧКИ КАЙЛАССКОЙ СВИТЫ

Монцогаббро ранней фазы Акатуевского массива имеют массивную текстуру и гипидиоморфно-зернистую до монцонитовой структуры. Они сложены клинопироксеном ($\text{En}_{39-46}\text{Wo}_{45-48}\text{Fs}_{10-14}$)*, плагиоклазом ($\text{Ab}_{56-73}\text{An}_{19-39}$), щелочным полевым шпатом ($\text{Or}_{33-53}\text{Ab}_{40-54}$), биотитом, иногда магнезиальной роговой обманкой и оливином (Fo_{58-61}). В зернах пироксена наблюдаются многочисленные включения апатита и титаномагнетита. В минеральном составе монцонитов и кварцевых монцонитов главной фазы отмечаются закономерное снижение доли клинопироксена ($\text{En}_{41-43}\text{Wo}_{46-47}\text{Fs}_{11-12}$), появление и повышение роли магнезиальной роговой обманки, иногда замещенной актинолитом, увеличение доли плагиоклаза ($\text{Ab}_{67-87}\text{An}_{11-27}$) и в большей степени — щелочного полевого шпата ($\text{Or}_{77-93}\text{Ab}_{7-24}$), биотита, что согласуется с ходом кристаллизационной дифференциации пород. Второстепенные минералы представлены магнетитом, ильменитом и апатитом, титанитом, а также, изредка, цирконом. Следует отметить, что для пород ранней и главной фаз развитие крупных (до 1—5 см²) пойкилобластов биотита является весьма характерной особенностью, выражающейся в том, что породы при расколе распадаются на своеобразные сложные многогранники.

Минеральный состав сиенитов заключительной фазы характеризуется преобладанием щелочного полевого шпата и олигоклаза. В подчиненном количестве присутствуют магнезиальная роговая обманка, биотит и кварц.

Вулканические породы нижней пачки кайласской свиты характеризуются переслаиванием черных до серых пород основного и среднего составов, представленных в основном шошонитовыми базальтами, шошонитами, латитами, высококалийевыми андезитами и высококалийевыми дацитами, последним свойственна массивная, реже пористоминдалекаменная текстура и мелкопорфировая структура. Структура основной массы чаще интерсервальная, микролитовая.

Наиболее основные вулканы нижней пачки кайласской свиты имеют минеральный парагенезис вкрапленников: $\text{Cpx} + \text{Fsp} + \text{Bt} + \text{Mag} \pm \text{Ol}$, а эффузивные породы среднего состава — $\text{Anp} + \text{Cpx} \pm \text{Orx} + \text{Fsp} + \text{Bt} + \text{Mag} \pm \text{Ilm}$. Они характеризуются следующим составом: клинопироксены ($\text{En}_{36-48}\text{Wo}_{41-48}\text{Fs}_{8-17}$), имеющие нередко зональное строение с изоморфными замещениями в зонах типа $\text{Ca}^{2+}\text{Mg}^{2+}\text{Sr}^{3+} \leftarrow \text{Na}^+\text{Fe}^{2+}\text{Ti}^{4+}$; ортопироксены ($\text{En}_{64-72}\text{Wo}_{2-3}\text{Fs}_{25-34}$); амфиболы (от магнезиального гастингсита до паргасита); плагиоклазы ($\text{Ab}_{38-39}\text{An}_{57-59}$ в наиболее основных разностях до $\text{Ab}_{96-99}\text{An}_{1-3}$, со следами резорбции в наиболее кислых вулканитах); щелочные полевые шпаты ($\text{Or}_{44-47}\text{Ab}_{50-55}$ и $\text{Or}_{93-96}\text{Ab}_{4-7}$ в средних и более кислых разностях соответственно). Из второстепенных минералов во вкрапленных зернах отмечаются кальцит, апатит, титанит, магнетит, реже титаномагнетит и ильменит.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДУЕМЫХ ПОРОД

Изверженные породы акатуевской вулканоплутонической ассоциации характеризуются умеренно высоким суммарным содержанием щелочей и образуют непрерывный сериальный тренд, определяющий эволюцию расплава от более основных к более кислым разностям, что соответствует содержанию в них SiO₂ от 50.5 до 66.9 мас. % (табл. 1). На диаграмме TAS (рис. 3, а) фигуративные точки составов вулканитов локализованы в областях трахиандезибазальтов, трахиандезитов, трахидацитов, трахитов и трахириодацитов. Им соответствуют плутонические породы Акатуевского массива, представленные габбро-монцонитами (ранняя фаза), монцонитами и кварцевыми монцонитами (главная фаза) и сиенитами (заключительная фаза). По соотношению суммы щелочей (Na₂O + K₂O) и кремнекислотности (SiO₂) все они принадлежат к породам умереннощелочного (субщелочного) состава (см. рис. 3, а).

Согласно [Pescerillo, Taylor, 1976; Morrison, 1980; Богатиков, Коваленко, Шарков, 2010], породы Акатуевского массива и вулканы нижней пачки кайласской свиты относятся к шошонит-латитовой серии (K₂O — 2.9—4.9 мас. %; K₂O/Na₂O — 0.5—1.8; TiO₂ — 0.2—1.2 мас. %) (см. рис. 3, б, в).

Поведение петрогенных элементов в изверженных породах шошонит-латитовой серии Александрово-Заводской впадины проиллюстрировано на вариационных диаграммах Харкера (рис. 4), а их содержания приведены в табл. 1.

* Сокращения минералов здесь и далее выполнены по [Whitney, Evans, 2010].

Таблица 1.

Химический состав пород акатуевской

Компонент	Акатуевский массив							
	Первая фаза			Вторая фаза				
	Ак 6-3	Ак 6-4	Ак 15	Ак 4	Ак 4-2	Ак 4-6	Ак 4-8	Ак 4-11
SiO ₂ , мас. %	52.03	52.96	52.69	61.73	59.24	56.47	58.56	59.40
TiO ₂	1.20	1.09	1.15	0.72	0.85	0.88	0.96	0.71
Al ₂ O ₃	17.19	16.71	16.97	16.02	15.71	15.53	16.23	15.47
Fe ₂ O ₃ общ.	8.07	7.78	7.73	4.80	5.67	6.56	6.09	5.61
MnO	0.12	0.11	0.11	0.07	0.09	0.10	0.09	0.08
MgO	4.63	5.32	4.78	2.78	3.69	5.17	3.58	4.71
CaO	7.08	6.05	6.04	3.69	4.75	6.47	4.68	5.22
Na ₂ O	4.38	4.83	4.49	4.53	4.68	4.52	4.92	4.53
K ₂ O	3.71	3.83	4.15	4.37	4.17	3.12	4.20	3.30
P ₂ O ₅	0.80	0.75	0.79	0.31	0.40	0.47	0.39	0.31
П.п.п.	0.55	0.41	0.76	0.77	0.50	0.49	0.12	0.57
Сумма	99.75	99.84	99.65	99.80	99.74	99.79	99.82	99.91
Sc, мкг/г	—	14.45	—	—	10.92	12.79	—	—
V	116.34	149.56	100.54	60.49	116.89	119.55	91.32	73.43
Cr	59.18	181.91	132.88	118.27	172.80	182.79	132.34	249.86
Co	22.44	30.95	22.01	10.86	19.39	19.853	15.60	16.74
Ni	38.50	88.55	67.43	107.87	68.97	71.923	39.08	85.51
Cs	8.25	6*	14.52	11.16	7*	5.79	7.17	9.83
Rb	101.37	119.76	142.96	180.82	165.57	89.57	163.69	113.34
Sr	2342.0	1667.0	1737.0	890.0	1079.0	1372.0	965.0	1227.0
Ba	1388.8	1018.0	1252.1	753.5	845.4	1015.8	825.3	906.0
La	93.83	104.38	82.15	93.32	79.61	63.14	82.55	56.60
Ce	191.23	212.02	167.92	156.46	184.56	134.19	164.67	124.00
Pr	22.81	22.73	19.56	18.75	16.36	16.38	19.16	13.34
Nd	81.55	79.65	70.95	65.50	59.66	57.52	67.17	49.37
Sm	15.75	11.77	10.91	9.69	9.33	8.90	10.64	7.69
Eu	3.17	2.73	2.52	1.72	2.17	2.25	1.87	1.96
Gd	9.94	9.15	8.21	7.45	7.29	7.16	7.79	6.01
Tb	1.08	0.89	0.84	0.80	0.88	0.76	0.90	0.77
Dy	5.02	4.86	4.61	4.65	4.33	4.25	5.04	3.68
Ho	0.87	0.79	0.88	0.93	0.80	0.79	0.83	0.83
Er	2.71	2.15	2.16	2.64	2.10	2.02	2.60	1.81
Tm	0.35	0.30	0.27	0.33	0.32	0.35	0.39	0.32
Yb	1.86	1.81	1.90	2.20	1.90	1.99	2.27	2.08
Lu	0.30	0.23	0.26	0.33	0.32	0.26	0.42	0.26
Y	12	15	16	23	19	15	18	11
Th	17.29	36.77	20.82	47.81	39.88	14.77	33.07	25.33
U	3.68	8.55	6.76	8.45	10.18	3.81	7.48	7.14
Zr	278.0	320	291	288	272	200	331	187
Hf	6.06	8.37	8.92	8.16	8.27	5.93	9.93	7.43
Nb	7	12	11	23	14	5	19	10
Pb	28.15	36.81	33.06	29.50	29.22	22.13	33.61	24.90
Σ _{REE}	430.48	453.45	373.13	364.77	369.64	299.98	366.31	268.72
(La/Yb) _N	36.27	41.38	31.06	30.40	30.02	22.77	26.06	19.50
(Eu/Eu*) _N	0.77	0.80	0.81	0.62	0.80	0.86	0.63	0.88

Вторая фаза					Третья фаза			
Ак 6	Ак 6-1	Ак 12	Ак 12-1	Ак 12-2	Ак 6-2	Ак 8	Ак 1	Ак 13
61.14	58.23	59.35	60.00	60.85	62.68	66.92	62.33	61.49
0.69	0.84	0.81	0.81	0.70	0.17	0.54	0.75	0.33
17.16	17.59	17.80	17.64	17.19	19.35	15.96	16.00	16.67
4.52	5.56	4.81	5.27	4.64	2.15	4.28	5.70	3.04
0.07	0.09	0.06	0.08	0.07	0.06	0.12	0.09	0.18
2.05	2.36	1.64	1.57	2.14	0.47	0.34	2.10	0.94
3.22	3.28	2.92	2.56	3.38	2.65	0.89	4.66	5.84
5.53	6.20	6.27	5.98	5.54	7.29	4.92	3.59	5.96
4.52	4.48	4.85	4.89	4.25	4.14	4.62	3.27	4.15
0.45	0.66	0.56	0.53	0.48	0.09	0.13	0.18	0.15
0.51	0.49	0.69	0.44	0.46	0.49	1.16	1.12	0.73
99.85	99.77	99.75	99.76	99.68	99.55	99.90	99.78	99.48
—	—	—	—	—	—	7.26	11.89	—
51.64	34.94	59.82	46.06	39.78	< 10	< 50	99.287	< 10
31.18	38.21	24.40	15.18	31.41	25.25	8.6	17.796	21.95
10.52	9.17	10.11	9.83	10.61	3.59	2.42	10.26	4.12
25.98	34.68	27.91	24.05	30.65	28.00	< 0.5	5.06	21.16
6.64	8.04	9.62	8.46	7.16	3.33	6*	7.16	4.56
107.48	119.96	159.15	171.97	101.78	60.73	141.46	114.63	105.75
1704.0	1393.0	1318.0	1146.0	1871.0	2800.0	188.0	473.0	1534.0
1228.3	920.5	950.7	830.8	1338.2	2423.0	617.4	666.8	1397.5
61.60	96.31	100.91	105.99	60.20	40.69	47.98	31.76	56.48
151.66	209.46	189.26	209.16	131.79	66.98	112.61	63.17	112.50
14.62	21.16	20.66	22.01	15.42	8.34	11.08	7.21	11.98
52.10	70.55	69.67	71.66	55.72	30.16	41.24	25.69	42.00
7.37	10.85	10.10	10.77	7.75	4.41	6.89	5.04	5.91
1.89	2.12	2.02	1.99	1.89	2.32	1.23	1.40	1.65
5.71	7.03	6.86	6.95	5.99	3.70	7.14	5.24	4.36
0.65	0.71	0.79	0.68	0.74	0.45	1.08	0.75	0.61
3.53	3.94	3.93	3.91	2.91	1.96	7.25	5.47	3.19
0.52	0.72	0.70	0.86	0.65	0.32	1.45	0.90	0.63
1.65	1.73	1.69	2.15	1.81	1.04	3.69	2.62	1.73
0.23	0.30	0.32	0.32	0.28	0.11	0.60	0.45	0.33
1.60	1.90	1.75	2.00	1.57	0.91	3.96	2.52	2.19
0.25	0.23	0.28	0.32	0.25	0.18	0.75	0.42	0.33
11	17	12	19	9		41	24	13
26.09	69.91	36.31	33.87	23.86	4.32	17.79	21.97	24.51
4.64	11.81	9.09	5.59	5.22	0.92	3.76	6.12	6.36
315.0	662	729	853	323.0	118.0	407	161	290.0
6.86	12.82	19.94	19.60	7.73	3.13	5.90	6.08	7.10
8	31	13	21	7	< 5	16	12	13
29.78	36.15	42.48	47.68	32.72	42.78	46.67	15.52	47.92
303.37	427.02	408.95	438.78	286.97	161.57	246.96	152.65	243.88
27.59	36.36	41.42	38.00	27.52	32.22	8.69	9.04	18.52
0.89	0.74	0.74	0.70	0.85	1.75	0.54	0.83	0.99

Компонент	Нижняя пачка кайласской свиты							
	Ак 11	Ак 14	Ак 17	Ак 17-2	Ак 18	Ак 18-1	Ак 18-2	Ак 20
SiO ₂ , мас. %	50.53	59.49	57.61	59.40	63.56	58.32	58.74	52.55
TiO ₂	1.04	0.59	0.80	0.59	0.56	0.83	0.64	0.96
Al ₂ O ₃	16.57	17.65	16.04	18.03	15.77	16.12	17.43	15.52
Fe ₂ O ₃ общ.	7.87	4.44	6.51	4.36	3.75	5.30	4.74	6.95
MnO	0.16	0.09	0.08	0.07	0.05	0.12	0.07	0.11
MgO	5.32	2.16	3.31	1.95	2.27	3.53	2.37	6.06
CaO	7.25	4.63	6.56	1.89	3.42	4.99	2.41	7.36
Na ₂ O	3.19	5.88	3.83	7.36	5.64	5.12	6.39	4.08
K ₂ O	4.11	3.47	2.86	3.62	2.88	3.42	4.70	3.23
P ₂ O ₅	0.59	0.33	0.23	0.34	0.27	0.44	0.41	0.55
П.п.п.	3.15	0.99	2.02	2.16	1.64	1.73	1.57	2.57
Сумма	99.78	99.71	99.85	99.76	99.81	99.91	99.46	99.93
Sc, мкг/г	14.84	—	—	—	—	—	—	14.13
V	134.31	24.94	125	35.67	34.71	55.31	24.88	126.81
Cr	51.80	26.62	108	29.87	66.76	100.00	54.89	232.58
Co	20.69	8.72	22	6.75	7.76	14.23	10.99	21.60
Ni	29.45	23.89	49	22.05	30.61	46.07	44.63	84.08
Cs	10.59	6.53	2*	6.18	4.32	4.93	4.04	5.74
Rb	97.05	87.49	97*	105.91	73.23	99.45	96.15	82.63
Sr	1747.0	1652.0	576.0	1395.0	1371.0	1598.0	1766.0	1493.0
Ba	1447.6	1419.5	—	1500.8	939.6	1184.4	1715.4	1226.9
La	84.71	55.62	—	79.56	54.16	78.04	106.03	81.87
Ce	172.36	110.51	—	139.23	100.39	155.62	204.56	163.14
Pr	21.17	12.69	—	15.59	11.22	17.89	22.82	20.51
Nd	76.51	44.85	—	53.37	41.09	65.57	80.10	75.98
Sm	12.91	6.42	—	8.66	5.95	9.81	11.61	12.19
Eu	3.05	2.05	—	1.97	1.60	2.53	3.00	2.90
Gd	10.24	5.27	—	6.34	4.96	8.33	7.92	8.84
Tb	1.11	0.69	—	0.69	0.63	0.99	0.83	0.98
Dy	6.43	3.92	—	4.35	2.92	5.02	4.69	5.24
Ho	1.22	0.64	—	0.80	0.67	0.87	0.86	0.89
Er	3.28	2.10	—	2.27	1.77	2.74	2.23	2.47
Tm	0.40	0.28	—	0.30	0.29	0.35	0.28	0.35
Yb	2.82	1.87	—	1.76	1.64	2.18	1.88	2.13
Lu	0.48	0.27	—	0.41	0.25	0.47	0.37	0.34
Y	20	12	20	17	11	16	17	20
Th	15.53	15.47	—	16.14	13.53	17.30	22.21	11.93
U	3.66	5.08	—	3.77	2.50	2.64	4.85	2.95
Zr	245	284.0	207	244	211	262	402.0	240
Hf	7.34	7.34	—	8.10	6.20	8.07	9.23	8.20
Nb	8	7	10	6.86	4.56	9	11	5
Pb	20.10	66.45	22	27.33	25.61	27.17	38.73	22.27
Σ _{REE}	396.69	247.18	—	315.30	227.55	350.40	447.21	377.81
(La/Yb) _N	21.56	21.38	—	32.38	23.76	25.65	40.43	27.60
(Eu/Eu*) _N	0.81	1.08	—	0.81	0.90	0.86	0.96	0.85

Примечание. Ак 6-3, Ак 6-4, Ак 15 — монцогаббро; Ак 4-6 — монзонит; Ак 4, Ак 4-2, Ак 4-8; Ак 4-11, Ак 6, Ак 12-2 — кварцевые монзониты; Ак 1, Ак 6-1, Ак 6-2, Ак 12, Ак 12-1 — сиениты; Ак-8; Ак 13 — кварцевые сиениты; Ак 11 — шошонитовый базальт; Ак 20 — шошонит; Ак 14, Ак 17, Ак 17-2, Ак 18-1 — высококальциевые андезиты; Ак 18-2 — латит; Ак 18 — высококальциевый дацит. Определение содержаний Cs, отмеченных в таблице звездочкой, было выполнено методом пламенной фотометрии; Sr, Ba, Y, Zr, Nb — методом рентгенофлуоресцентного анализа; Rb, Cs, REE, Th, U, Hf, Pb, Co, Ni, Sc, V, Cr — методом ICP MS. Данные по содержанию элементов, отмеченных в таблице прочерком, отсутствуют. Величина европиевой аномалии рассчитывалась по формуле $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{Sm_N \times Gd_N}$, по [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

В породах акатуевской вулканоплутонической ассоциации наблюдается отрицательная корреляция между содержанием кремнезема, с одной стороны, и большинством петрогенных оксидов — TiO_2 , Fe_2O_3 обш., MgO , CaO , P_2O_5 — с другой (см. рис. 4). Наличие подобных четко выраженных трендов свидетельствует об основной роли фракционной кристаллизации в процессе эволюции расплава. Поведение Al_2O_3 с ростом SiO_2 также типично для процесса фракционной кристаллизации — концентрации глинозема варьируют в среднем в пределах 15—18 мас. %, достигая в отдельных пробах величин до 20 мас. %, что, очевидно, связано с аккумуляцией полевого шпата в расплаве. Следует заметить, что в интрузивных породах наблюдается более сложное распределение глинозема (см. рис. 4), а именно составов пород с более высокими и более низкими содержаниями Al_2O_3 при одинаковых значениях кремнезема, что может быть объяснено минералогическими особенностями пород — монцонитов и кварцевых монцонитов, в которых содержание полевых шпатов составляет 60—70 об. %, и сиенитов с более высоким содержанием полевых шпатов, что также является следствием разной степени фракционирования полевого шпата в расплаве. Фракционированием главных минеральных фаз в расплаве могут быть объяснены и другие черты химического состава интрузивных пород главной фазы Акатуевского массива — наличие более высоких концентраций P_2O_5 , CaO , MgO , Na_2O в отдельных породах, отвечающих сиенитовым разностям по сравнению с более распространенными и представительными породами главной фазы — монцонитами и кварцевыми монцонитами. Разброс значений концентраций K_2O в соотношении с ростом кремнекислоты свидетельствует о наличии более сложного процесса, чем фракционная кристаллизация, при которой, как правило, должна наблюдаться положительная корреляционная связь между данными оксидами. На подобное распределение оксида калия в породах могли оказать более сложные процессы — разная степень плавления исходного мантийного источника и, что более вероятно, ассимиляция магм коровым веществом. Содержание K_2O в породах варьирует весьма значительно в пределах от 2.9 до 4.9 мас. %, а Na_2O — от 3.2 до 7.4 мас. %. Только Na_2O отмечает положительную корреляцию с ростом кремнекислотности пород, что также согласуется с особенностями фракционной кристаллизации в ходе эволюции расплава.

Содержание TiO_2 в породах наиболее основного состава Акатуевского массива (SiO_2 — 52.0 мас. %) и нижней пачки кайласской свиты (SiO_2 — 50.5 мас. %) составляет 1.2 и 1.1 мас. % соответственно, по-

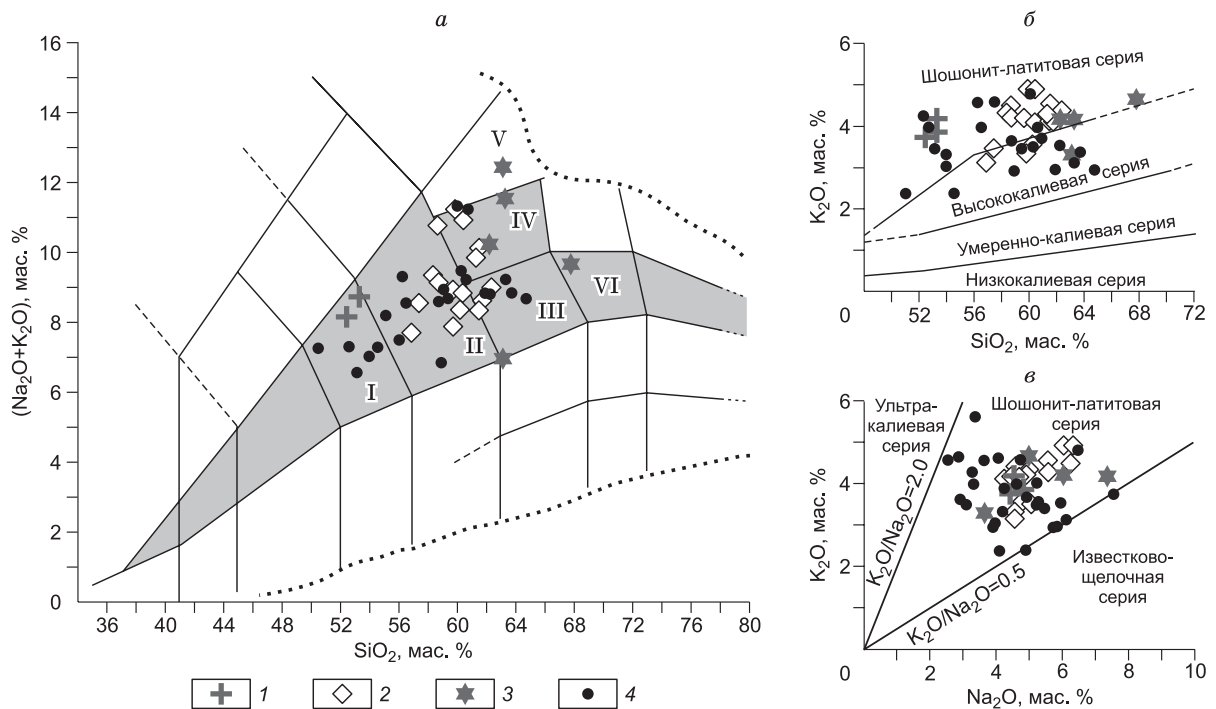


Рис. 3. Классификационные диаграммы $(Na_2O + K_2O)$ — SiO_2 (а), по [Петрографический..., 2009], K_2O — SiO_2 (б), по [Peccherillo, Taylor, 1976], и K_2O — Na_2O , по [Turner et al., 1996], (в) для изверженных пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации.

1—3 — породы Акатуевского массива: 1 — габбро-монцониты ранней фазы, 2 — монцониты и кварцевые монцониты главной фазы, 3 — сиениты заключительной фазы; 4 — вулканиты нижней пачки кайласской свиты. Области составов пород на диаграмме $(Na_2O + K_2O)$ — SiO_2 (рис. а): I — трахиандезитобазальты, II — трахиандезиты, III — трахидациты, IV — трахиты, V — щелочные трахиты, VI — трахириодациты. Серым цветом на рис. а показана область распределения пород умеренно щелочного состава.

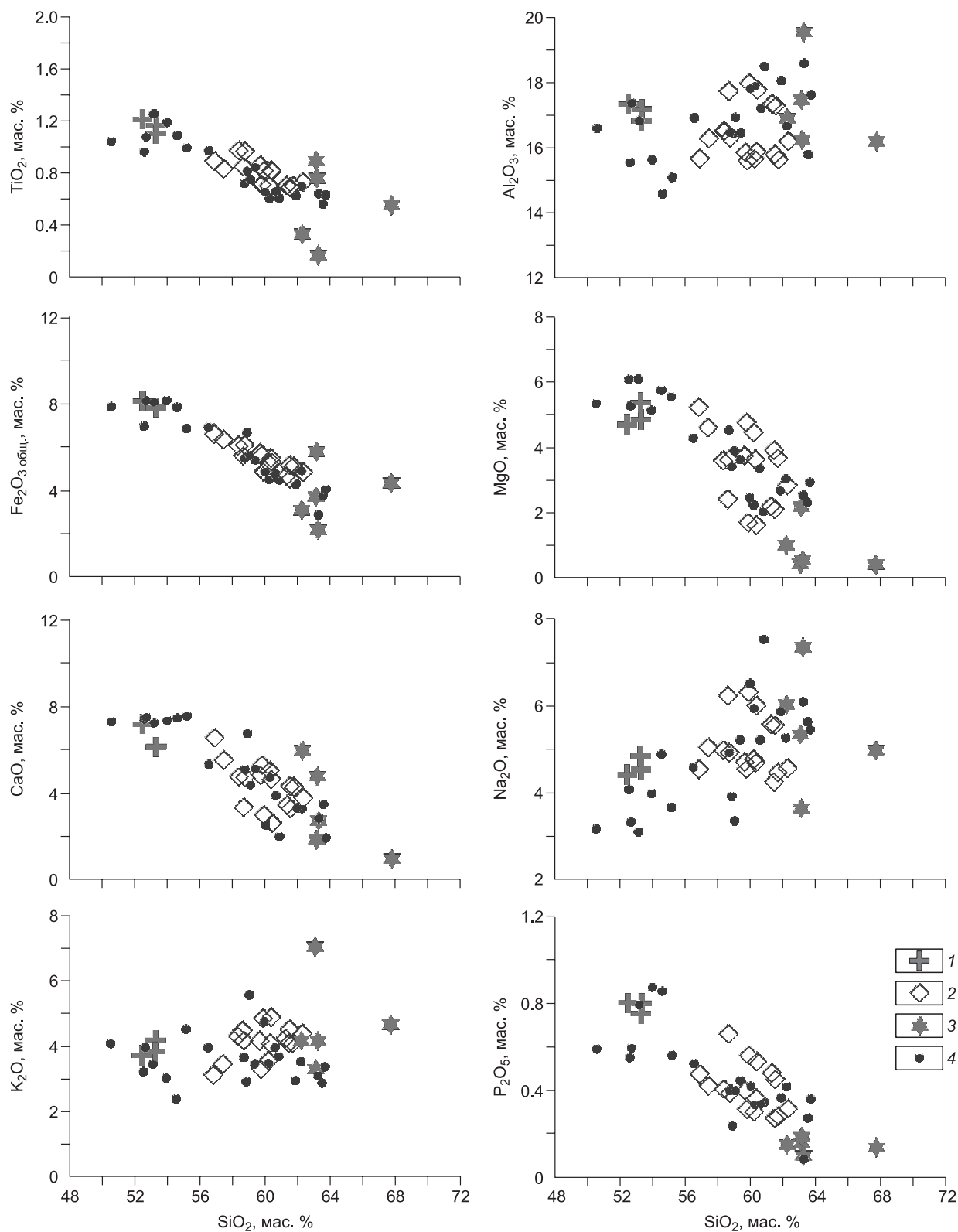


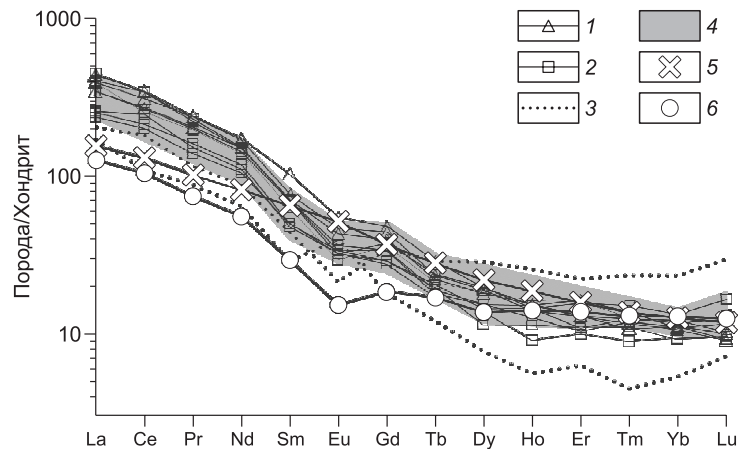
Рис. 4. Вариационные диаграммы для петрогенных элементов акатуевской вулканоплутонической ассоциации.

1—3 — породы Акатуевского массива: 1 — породы первой фазы, 2 — породы второй (главной) фазы, 3 — породы третьей фазы; 4 — вулканы нижней пачки кайласской свиты.

Рис. 5. График распределения редкоземельных элементов в породах акатуевской вулканоплутонической ассоциации.

Состав нормировочного хондрита (CI) приведен по [Sun, McDonough, 1989].

1—3 породы Акатуевского массива: 1 — ранняя фаза, 2 — вторая (главная) фаза, 3 — заключительная фаза; 4 — вулканиты нижней пачки кайласской свиты; 5 — средний состав базальта океанических островов (OIB), по [Sun, McDonough, 1989]; 6 — валовой состав верхней континентальной коры, по [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].



степенно снижаясь до 0.2 (Акатуевский массив) и 0.6 мас. % (нижняя пачка кайласской свиты) для более кислых разностей.

На диаграмме MgO—SiO₂ (см. рис. 4) видно, что кристаллизация оливина, наблюдающегося в монцогаббро и шохонитовых базальтах акатуевской вулканоплутонической ассоциации, происходит в интервале 50—53 мас. % SiO₂, что отражается в характере распределения фигуративных точек составов пород в данном диапазоне кремнекислотности.

Сиениты заключительной фазы Акатуевского массива по сравнению с породами ранних фаз характеризуются менее закономерным распределением петрогенных элементов, что может быть обусловлено большим разнообразием условий кристаллизации остаточных порций глубоко дифференцированного расплава.

ГЕОХИМИЯ

Содержания редких элементов в интрузивных породах Акатуевского массива и вулканитах нижней пачки кайласской свиты приведены в табл. 1.

Все типы пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации характеризуются высокими суммарными содержаниями редкоземельных элементов и выраженной обогащенностью легкими лантаноидами над тяжелыми (рис. 5). Породы первой фазы Акатуевского массива характеризуются наибольшими

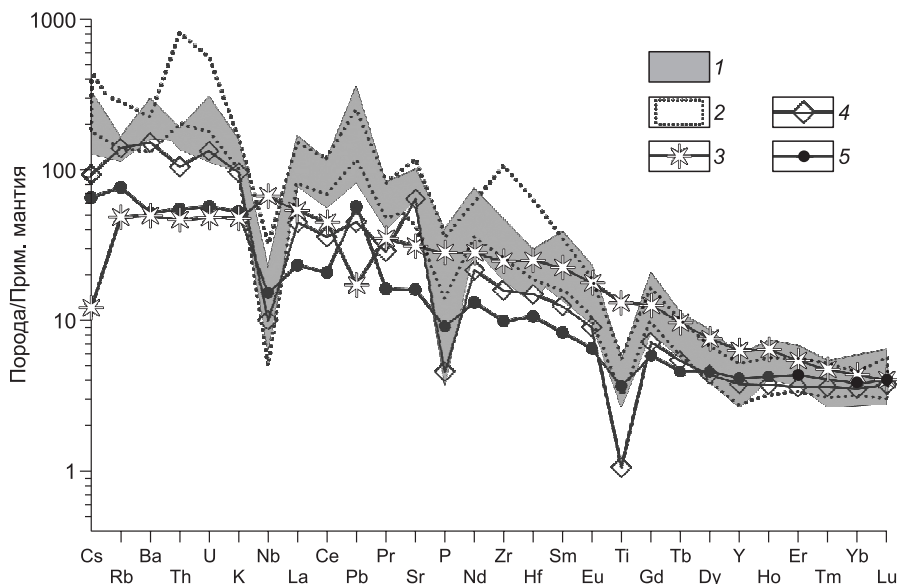


Рис. 6. Мультикомпонентная спайдер-диаграмма для пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации.

1 — вулканиты нижней пачки кайласской свиты; 2 — интрузивные породы ранней и главной фаз Акатуевского массива; 3 — средний состав базальта океанических островов (OIB), по [Sun, McDonough, 1989]; 4 — состав постколлизийного монцодиорита из интрузивного комплекса Тонгши, Северо-Китайский кратон, по [Lan et al., 2012]; 5 — средний состав континентальной коры района активных континентальных окраин, по [Rudnick, Fountain, 1995]. Для нормирования использовался состав примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989].

суммами редкоземельных элементов ($\Sigma_{\text{REE}} = 373\text{—}454$ мкг/г) и высокой степенью преобладания легких лантаноидов над тяжелыми $(\text{La/Yb})_N = 31.06\text{—}41.38$, а также небольшой отрицательной европиевой аномалией ($\text{Eu/Eu}^* = 0.77\text{—}0.81$). Для пород второй (главной) фазы сумма REE лежит в пределах 269—427 мкг/г; величина $(\text{La/Yb})_N = 19.50\text{—}41.42$, а европиевая аномалия составляет $\text{Eu/Eu}^* = 0.59\text{—}0.86$. Породы третьей (заклучительной) фазы имеют самые низкие содержания REE ($\Sigma_{\text{REE}} = 152\text{—}268$ мкг/г) и наименее дифференцированные нормированные спектры редких земель — $(\text{La/Yb})_N = 8.69\text{—}32.62$. Величина европиевой аномалии в большинстве пород этой фазы составляет $\text{Eu/Eu}^* = 0.82\text{—}0.94$.

Суммарное содержание REE в наиболее основных шошонитах и шошонитовых базальтах нижней пачки кайласской свиты соответствует 378—397 мкг/г, а в более кислых латитах и высококальциевых дацитах варьирует от 227 до 447 мкг/г. Значение $(\text{La/Yb})_N$ лежит в пределах 21.56—40.43.

На мультикомпонентной диаграмме (рис. 6) видно, что изверженные породы Акатуевского массива и нижней пачки кайласской свиты характеризуются обогащением таких групп элементов, как LILE (Cs, K, Rb, Ba, Pb), легкими REE, Th, U, при дефиците высоkozарядных элементов — Nb, Ti, а также P по сравнению с базальтами типа OIB и базальтами континентальных рифтов. Подобное распределение элементов, в особенности минимумы HFSE, типичны для расплавов субдукционных зон, которые предполагают значительное участие в их источнике пород метасоматизированного мантийного клина [McCulloch, Gamble, 1991; Kelemen et al., 1993, 2003; Козловский, 2006]. Особенностью интрузивных пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации является их обогащенность такими элементами, как Th, U, Zr по сравнению с вулканитами. Подобные максимумы, возможно, связаны с процессом некоторого накопления циркона в интрузивных породах.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ И НЕОДИМА

Изотопные Sr-Nd характеристики пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации приведены в табл. 2. Первичные изотопные характеристики для Sr и Nd рассчитаны для возраста 160 млн лет.

Интрузивные породы Акатуевского массива и комагматичные вулканиты нижней пачки кайласской свиты характеризуются одинаковыми значениями изотопного состава стронция и неодима. Монцогаббро ранней фазы Акатуевского массива имеют значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70642\text{—}0.70644$ при $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -0.1\text{—}-1.7$; в монцонитах главной фазы величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70655\text{—}0.70677$ при $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -1.0\text{—}-2.1$; а в сиените заключительной фазы $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70679$ при значении $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -1.0$. Шошониты и латиты Александрово-Заводской впадины характеризуются $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70663\text{—}0.70688$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -0.6\text{—}-1.4$. На изотопной Sr—Nd диаграмме (рис. 7) точки составов как интрузивных пород, так и вулканитов перекрываются и образуют компактное поле, находясь в квадранте обогащенных источников вещества.

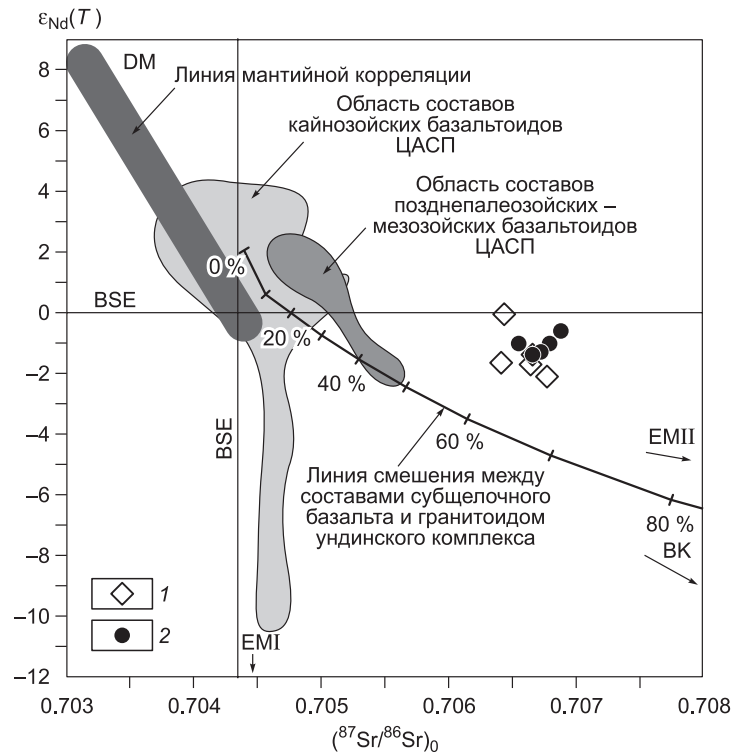
Таблица 2. Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные для пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации

Проба	Объект	Rb, Sr		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (изм.)	$\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	Sm, Nd		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
		мкг/г	мкг/г					мкг/г	мкг/г				
Ак 6-3	AM (I)	101.4	2342	0.1254	0.706704	11	0.70642	15.8	81.6	0.1162	0.512469	9	-1.66
Ак 6-4	»	119.8	1667	0.2081	0.706917	15	0.70644	11.8	79.7	0.0889	0.512522	10	-0.07
Ак 4	AM (II)	180.8	890	0.5885	0.708107	13	0.70677	9.7	65.5	0.0890	0.512417	7	-2.12
Ак 4-6	»	89.6	1372	0.1891	0.707081	11	0.70665	8.9	57.5	0.0931	0.512442	8	-1.72
Ак 4-8	»	163.7	965	0.4913	0.707780	12	0.70666	10.6	67.2	0.0953	0.512461	7	-1.39
Ак 6	»	107.5	1704	0.1827	0.706968	12	0.70655	7.4	52.1	0.0851	0.512469	9	-1.03
Ак 6-2	AM(III)	60.7	2800	0.0628	0.706935	11	0.70679	4.4	30.2	0.0880	0.512472	11	-1.03
Ак 11	НПКС	97.0	1747	0.1609	0.707090	13	0.70672	12.9	76.5	0.1016	0.512470	7	-1.34
Ак-17	»	97.0	576	0.4878	0.707990	12	0.70688	13.0	80.0	0.0978	0.512503	6	-0.62
Ак 18	»	73.2	1371	0.1547	0.707224	46	0.70687	—	—	—	—	—	—
Ак 18-2	»	96.1	1766	0.1577	0.706987	12	0.70663	—	—	—	—	—	—
Ак-20	»	82.6	1493	0.1603	0.707019	13	0.70665	13.6	83.1	0.0982	0.512464	9	-1.39

Примечание. Принятые сокращения объектов исследования: AM (I) — Акатуевский массив, 1 фаза; AM (II) — Акатуевский массив, вторая фаза; AM (III) — Акатуевский массив, третья фаза; НПКС — нижняя пачка кайласской свиты. Значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для пород Акатуевского массива и нижней пачки кайласской свиты рассчитаны для возраста 160 млн лет. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ измерены на термоионизационном многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 Байкальского ЦКП СО РАН, г. Иркутск.

Рис. 7. Изотопная диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ — $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ для пород шошонит-латитовой и трахибазальтовой серий Александрово-Заводской впадины.

Породы акатуевской вулканоплутонической ассоциации (шошонит-латитовая серия): 1 — породы ранней и главной фаз Акатуевского массива, 2 — вулканиты нижней пачки кайласской свиты. Области составов позднепалеозойских, мезозойских, кайнозойских внутриплитовых базальтоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) приведены по [Ярмолюк, Коваленко, 2000]. Линия смещения рассчитана между модельным составом внутриплитового базальта из выборки [Ярмолюк и др., 2003] и гранитом ундинского комплекса [Дриль и др., 2006]. EMI и EMI — обогащенная мантия, DM — деплетированная мантия, BK — верхняя кора, BSE — средний силикатный состав Земли.



$^{40}Ar/^{39}Ar$ ВОЗРАСТ ПОРОД

Для уточнения рубежей формирования пород ранней и главной фаз массива, а также коагматичных вулканитов нижней пачки кайласской свиты было проведено $^{40}Ar-^{39}Ar$ датирование методом ступенчатого прогрева амфиболов из представительных проб исследуемых объектов (табл. 3, рис. 8).

Для магнезиальной роговой обманки из пород ранней фазы Акатуевского массива получен возрастная спектр (обр. Ак 6-3, см. рис. 8, а), в котором выделяется четкое плато, характеризующееся значением 154.8 ± 4.4 млн лет.

Породы главной фазы Акатуевского массива, представленные монцонитами и кварцевыми монцонитами, нередко в своем составе содержат амфибол двух генераций — магнезиальной роговой обманки магматического происхождения и амфибол актинолитового состава постмагматического генезиса. Последний устанавливается рентгеноспектральным электронно-зондовым микроанализом. Для целей $^{40}Ar-^{39}Ar$ датирования были отобраны амфиболы (магнезиальные роговые обманки) из представительных образцов кварцевых монцонитов, в которых практически отсутствует постмагматический актинолит. Для магнезиальной роговой обманки главной фазы Акатуевского массива (обр. Ак 4-8, см. рис. 8, б) получен дискордантный возрастная спектр, в котором высокотемпературная ступень характеризуется наибольшей долей выделенного ^{39}Ar , максимальным Ca/K отношением и величиной возраста 159.4 ± 2.7 млн лет. На изохронной диаграмме точки, соответствующие трем ступеням, формируют регрессию, характеризующуюся возрастом 160.7 ± 3.9 млн лет (см. рис. 8, в), что совпадает с возрастом высокотемпературной ступени. В возрастном спектре магнезиального гастингсита из шошонитового базальта нижней пачки кайласской свиты выделяется плато с возрастом 161.5 ± 1.7 млн лет (см. рис. 8, г), что уверенно подтверждает синхронность формирования пород интрузивной и вулканической фаций шошонит-латитовой серии Александрово-Заводской впадины.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Применение классификационных критериев [Peccherillo, Taylor, 1976; Morrison, 1980; Богатиков и др., 2010] позволило отнести образования акатуевской вулканоплутонической ассоциации к шошонит-латитовой серии, а в целом выделить в толщах вулканических пород кайласской свиты образования шошонит-латитовой (нижняя пачка) и трахибазальтовой (верхняя пачка) серий [Сасим и др., 2012]. До этого вулканиты верхней пачки традиционно рассматривались как образования шошонит-латитовой серии [Таусон и др., 1984; Государственная..., 2000].

Опубликованные [Захаров, 1972; Таусон и др., 1984] изотопные K-Ar возрасты пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации характеризуются интервалом 185—118 млн лет. В частности, для пород ранней и главной фаз Акатуевского массива — 166—147 млн лет, для пород заключительной фазы — 147—118 млн лет, что является достаточно протяженными рубежами формирования интрузии.

Полученные нами $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировки пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации лежат в интервале 162—155 млн лет и по сравнению с принятыми K-Ar возрастными значениями значительно сужают

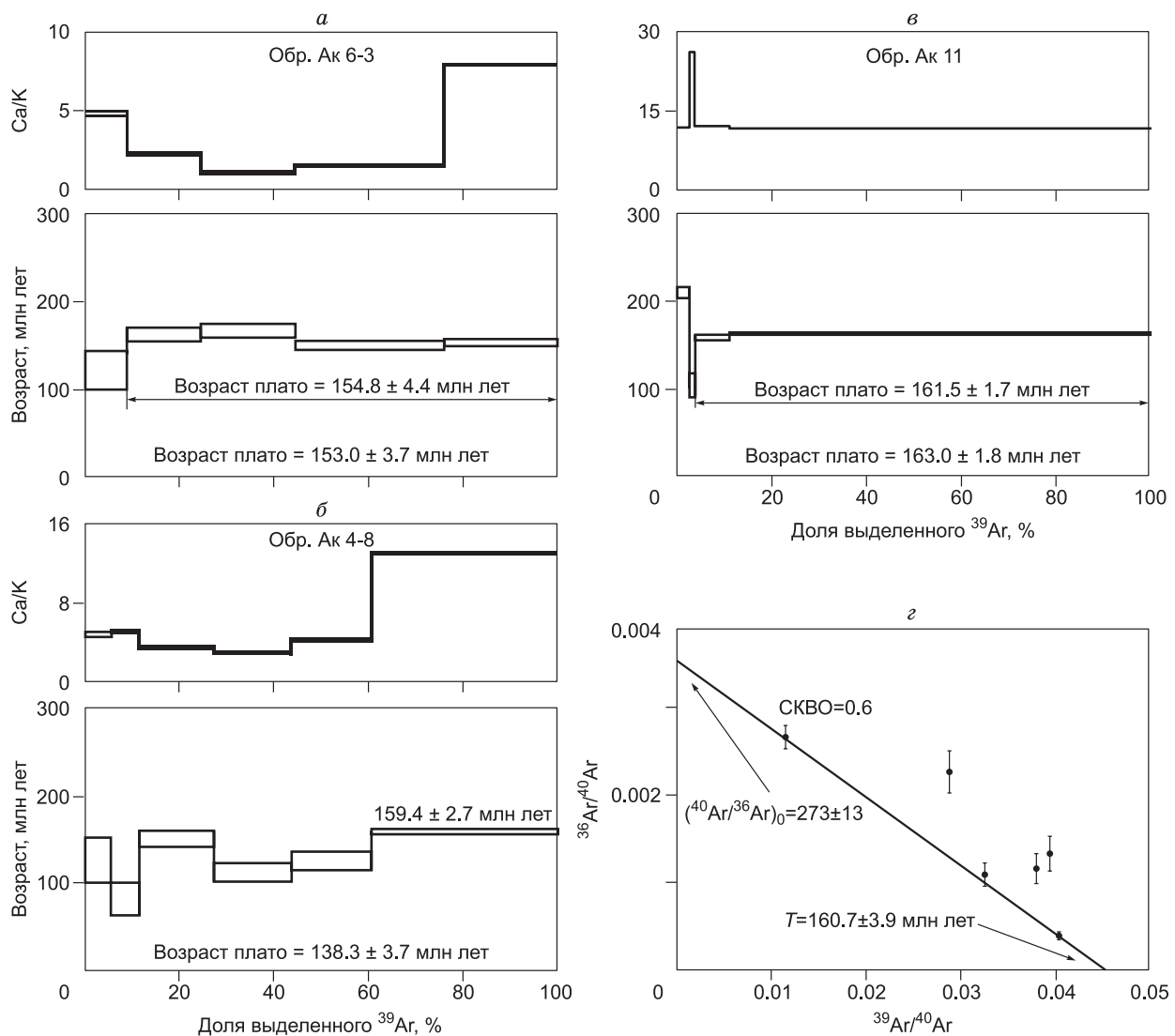


Рис. 8. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастныи и Ca/K спектры амфиболов акатуевской вулканоплутонической ассоциации (а, б, в) и диаграмма обратных изохронных координат $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ — $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ для магнезиальной роговой обманки из монцонита главной фазы Акатуевского массива (г).

возрастной диапазон их формирования. Это позволяет коррелировать эпизоды проявления магматизма шозонит-латитовой серии Восточного Забайкалья и отличать их от более молодой трахибазальтовой серии данного региона. Несколько парадоксальным кажется факт более молодого $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста пород первой фазы (154.8 ± 4.4 млн лет) по сравнению со второй (159.4 ± 2.7 млн лет — возраст высокотемпературной ступени и 160.7 ± 3.9 млн лет изохронным методом), хотя в пределах погрешности определения оба возраста практически совпадают. Также необходимо отметить, что данные результаты возрастов для пород главной фазы Акатуевского массива методом ступенчатого отжига и изохронным методом следует рассматривать как датировки, полученные в первом приближении. Для прецизионного датирования пород главной фазы в дальнейшем следует оценивать либо по альтернативным калийсодержащим минералам, либо с использованием другой изотопной системы, например прецизионным высококачественным $\text{U}-\text{Pb}$ методом датирования по цирконам. Вероятные причины значительных колебаний кажущихся возрастов отдельных ступеней отжига и как следствие наличие небольшого плато при ступенчатом нагреве магнезиальной роговой обманки кварцевого монцонита главной фазы Акатуевского массива, наряду с разной степенью сохранности $\text{K}-\text{Ar}$ системы в структуре магнезиальной роговой обманки, могут быть связаны и с наличием в последнем наложенного амфибола актинолитового состава, в небольшой степени развитого в виде микроскопических прожилков в данной пробе.

Наличие четко выраженных трендов большинства петрогенных оксидов (см. рис. 4) в породах акатуевской вулканоплутонической ассоциации свидетельствует об основной роли фракционной кри-

Таблица 3.

**Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования амфиболов из пород акатуевской
вулканоплутонической ассоциации**

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{мин}$	$^{40}\text{Ar}(\text{STP})$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\sum^{39}\text{Ar}, \%$	Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
Амфибол Ак 6-3, навеска 86.76 мг, $J = 0.004249 \pm 0.000047^*$														
600	10	$7.3 \cdot 10^{-9}$	55.2550	0.5254	0.053166	0.005934	1.3323	0.0419	0.13165	0.01039	4.796	9.0	121.2	21.9
750	10	$13.4 \cdot 10^{-9}$	58.5755	0.3274	0.036994	0.004320	0.6249	0.0180	0.12359	0.00345	2.250	24.7	161.6	7.3
850	10	$9.5 \cdot 10^{-9}$	32.8745	0.2025	0.037212	0.003976	0.3019	0.0168	0.03436	0.00396	1.087	44.5	166.3	8.4
1000	10	$11.6 \cdot 10^{-9}$	25.1573	0.0904	0.031230	0.002364	0.4192	0.0146	0.01638	0.00237	1.509	76.0	149.4	5.2
1130	10	$9.3 \cdot 10^{-9}$	26.7049	0.0531	0.029266	0.002350	2.1863	0.0112	0.01987	0.00195	7.871	100.0	153.0	4.4
Амфибол Ак 11, навеска 77.96 мг, $J = 0.004236 \pm 0.000047^*$														
600	10	$23.0 \cdot 10^{-9}$	67.4223	0.2969	0.04912	0.00233	3.3154	0.0202	0.12970	0.00270	11.9	2.7	209.7	5.8
700	10	$12.8 \cdot 10^{-9}$	89.7210	0.9241	0.09649	0.00657	7.2862	0.0795	0.25608	0.00685	26.2	3.8	104.3	13.6
1025	10	$38.7 \cdot 10^{-9}$	42.7149	0.0955	0.05040	0.00117	3.3877	0.0091	0.07114	0.00107	12.2	11.0	158.6	2.8
1150	10	$259.2 \cdot 10^{-9}$	23.0838	0.0079	0.02220	0.00013	3.2655	0.0011	0.00274	0.00010	11.8	100.0	162.7	1.7
Амфибол Ак 4-8, навеска 91.86 мг, $J = 0.004224 \pm 0.000047^*$														
600	10	$8.0 \cdot 10^{-9}$	87.475	1.472	0.0823	0.0128	1.316	0.062	0.23813	0.01268	4.74	5.7	125.9	25.4
700	10	$3.3 \cdot 10^{-9}$	34.747	0.453	0.1325	0.0225	1.407	0.043	0.08056	0.00860	5.07	11.5	81.5	18.4
850	10	$7.8 \cdot 10^{-9}$	30.753	0.171	0.0443	0.0028	0.952	0.031	0.03422	0.00418	3.43	27.3	150.8	8.8
950	10	$6.7 \cdot 10^{-9}$	25.366	0.203	0.0503	0.0053	0.792	0.021	0.03446	0.00515	2.85	43.7	112.1	11.0
1050	10	$7.2 \cdot 10^{-9}$	26.293	0.201	0.0467	0.0038	1.158	0.039	0.03111	0.00459	4.17	60.6	125.8	9.8
1150	10	$15.7 \cdot 10^{-9}$	24.792	0.050	0.0294	0.0017	3.611	0.012	0.00991	0.00099	13.00	100.0	159.4	2.7

Примечание. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопное датирование было выполнено методом ступенчатого прогрева в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск).

* J — параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

сталлизации в процессе эволюции расплава. В некоторых породах второй и третьей фаз Акатуевского массива немаловажную роль наряду с фракционной кристаллизацией имеют, вероятно, и процессы контаминации расплава коровым веществом. На это указывают значительные вариации величин общей щелочности при схожих значениях кремнекислотности отдельных пород, что вызывает отклонение их составов от общего тренда эволюции расплава посредством процесса фракционной кристаллизации. Поведение щелочей с ростом кремнекислотности в вулканитах нижней пачки в целом согласуется с фракционной кристаллизацией, за исключением ряда составов, имеющих более высокие уровни накопления $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (до 11.1 мас. %), и главным образом за счет Na_2O (до 7.3 мас. %), что может быть связано с процессом фракционирования на данном этапе главной минеральной фазы — полевого шпата или процессами коровой контаминации отдельных порций расплава.

Прямая корреляция между величинами Th/Yb и Nb/Yb , а также $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и $1/\text{Sr}$ в интрузивных образованиях и вулканитах может свидетельствовать о том, что в генезисе пород сочетаются как процесс кристаллизационной дифференциации (ведущий фактор), так и коровой контаминации.

Наличие выраженных отрицательных аномалий пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации по Nb, Ti, P, с одной стороны, и обогащенность такими элементами, как LILE, LREE, в том числе ярко проявленная положительная аномалия Pb, — с другой, геохимически сближает их с магматитами субдукционных обстановок. Следует отметить, что весьма ограниченным можно считать возможное прямое влияние субдукционного компонента в генезисе магм, учитывая геодинамическую историю развития региона, и внутриконтинентальный режим на момент формирования магматических пород [Гордиенко, Кузьмин, 1999; Парфенов и др., 2003]. Однако на протяжении всего палеозоя для территории Монголо-Охотского складчатого пояса неоднократно существовали зоны субдукции, в результате которых происходило обогащение субдукционным компонентом вещества мантийного клина. Также можно отметить, что распределение редких элементов весьма близко к среднему составу активных континентальных окраин (см. рис. 6). Сравнивая спектры распределения пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации, можно отметить, что характер спектра распределения их весьма далек от среднего состава базальта океанических островов (ОИВ), что накладывает определенные ограничения на связь исследуемых пород с плюмовым магматизмом. Наиболее близкими условиями, в которых возникают подобные распределения микроэлементов в составе магматических пород, наблюдаются в постколлизии-

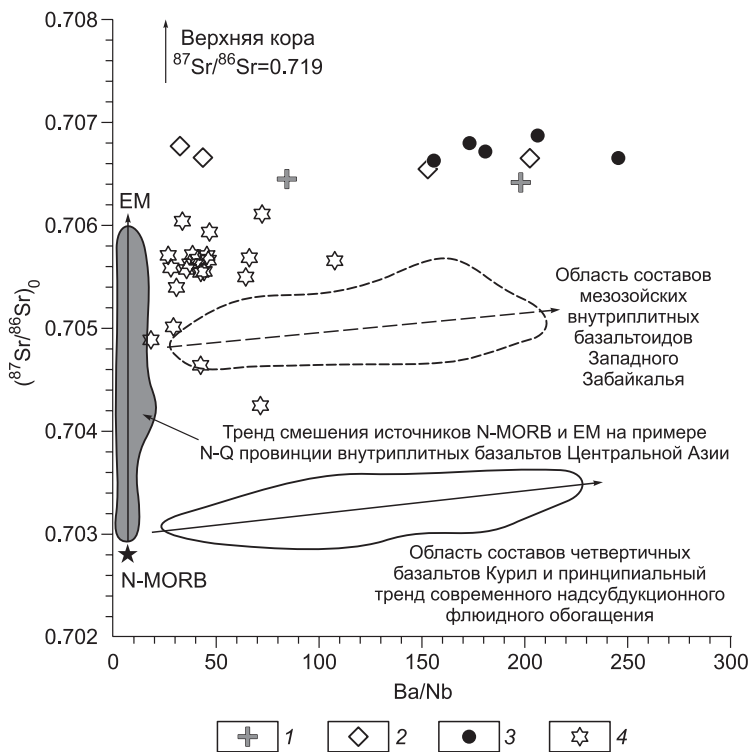


Рис. 9. Вариационная диаграмма $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ —Ba/Nb для пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации, демонстрирующая различия эволюционных трендов базальтов, генерируемых мантийным субстратом, метасоматизированным субдукционным процессом (смещение истощенного мантийного источника и надсубдукционного флюидного компонента) и базальтоидов, связанных с плюмовым процессом (смещение истощенного и обогащенного мантийных источников).

Первичное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ рассчитано для возраста 160 млн лет для пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации. 1, 2 — породы Акатуевского массива: 1 — ранняя фаза, 2 — главная фаза; 3 — вулканиды нижней пачки кайласской свиты; 4 — трахибазальты J₃-K₁ рифтогенных впадин Восточного Забайкалья.

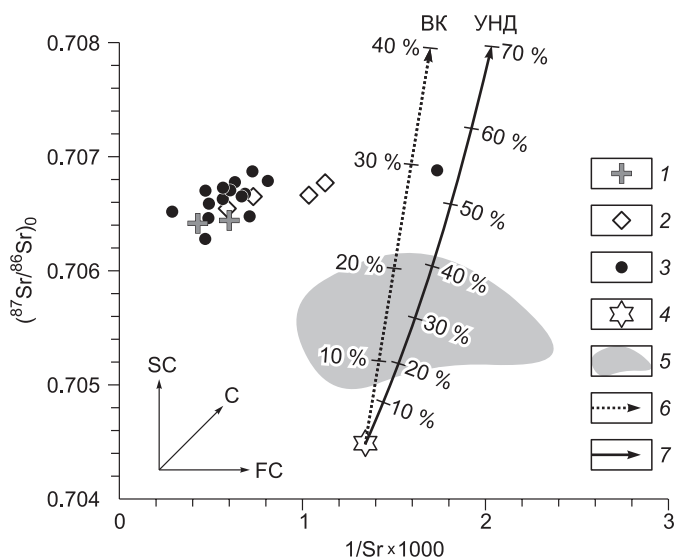
онных обстановках, что наглядно находит отражение, например, в монцодиоритах постколлизийного интрузивного комплекса Тонгши, Северо-Китайский кратон [Lan et al., 2012] (см. рис. 6).

На вариационной диаграмме $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ —Ba/Nb (рис. 9) фигуративные точки составов акатуевской вулканоплутонической ассоциации образуют вытянутый горизонтальный тренд, обусловленный значительными вариациями величин Ba/Nb отношения в пределах 33—245. Такой тренд также характерен для магматических пород, генетически связанных с мантийным источником, испытавшим влияние процесса обогащения в зоне субдукции [Pearce, 1983], например, для базальтов Курило-Камчатской островодужной системы. Кроме того, по этому признаку магматические образования шохонит-латитовой серии Восточного Забайкалья сходны с мезозойскими базальтоидами внутриплитовой провинции Западного Забайкалья [Воронцов и др., 2002; Ярмолюк и др., 2003] (см. рис. 9), отличаясь от них более радиогенным первичным изотопным составом стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70642—0.70687$. Этот факт может служить указанием как на участие некоторого количества корового вещества в генезисе расплавов шохонит-латитовой серии, так и на более обогащенный радиогенным стронцием мантийный источник.

Вариации величин $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и 1/Sr (рис. 10) указывают на ключевую роль процесса фракционной кристаллизации для серии пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации. Незначительная роль

Рис. 10. Диаграмма $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ —1/Sr×1000 для пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации.

1 — породы ранней фазы Акатуевского массива; 2 — породы главной фазы Акатуевского массива; 3 — вулканиды нижней пачки кайласской свиты; 4 — средний состав континентального базальта Северной Азии, по [Ярмолюк и др., 2000]; 5 — область составов позднеюрско-ранне-меловых трахибазальтов Ингодинской и Усуглинской и Александрово-Заводской рифтогенных впадин Восточного Забайкалья, по [Сасим, Дриль, 2013]; 6 — линия смещения между модельным составом базальта из выборки [Ярмолюк и др., 2003] и валового состава верхней континентальной коры (ВК), по [Taylor, 1977]; 7 — линия смещения между модельным составом внутриплитового базальта из выборки [Ярмолюк и др., 2003] и гранитом ундинского комплекса (УНД) [Козлов и др., 2003]. Обозначение векторов процессов: FC — фракционная кристаллизация, C — смещение источников (коровая континентация), SC — вариация или смена источников.



коровой контаминации выражается в породах в слабой положительной корреляции между величинами $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и $1/\text{Sr}$. На диаграмме также показаны возможные линии смещения вещества субщелочного базальта с разными типами коровых субстратов. В качестве модельного базальта выбран состав с наименее радиогенным изотопным составом Sr из выборки [Ярмолюк и др., 2003], а в качестве коровых субстратов — валовой состав верхней континентальной коры [Taylor, 1977] и состав гранита ундинского комплекса Восточного Забайкалья [Козлов и др., 2003].

Линии смещения показаны на рис. 10 векторами ВК и УНД соответственно. Видно, что для смещения изотопного состава стронция источника базальта Северной Азии в сторону составов, которые наблюдаются в породах шошонитовой серии Александрово-Заводской впадины, расплав должен контаминировать до 25 % валового состава коры, а учитывая региональные особенности, — до 50 % гранитоидов ундинского комплекса для пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации. Подобные степени контаминации представляются маловероятными с учетом минералого-петрографических и петрогеохимических данных, а, следовательно, можно предполагать первично обогащенный мантийный источник родоначальных расплавов исследуемых пород при подчиненной роли процесса коровой контаминации.

Точки составов пород на Sr—Nd изотопной диаграмме (см. рис. 7) располагаются в ее четвертом квадранте, обладая относительно радиогенным составом Sr ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70642—0.70688$) и слабоотрицательными величинами ϵ_{Nd} ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -0.6...-2.2$). Эти характеристики свойственны магматическим образованиям, связанным своим происхождением с обогащенным источником ЕМII или испытывавшим контаминацию веществом континентальной коры. Изотопные Sr—Nd характеристики позднепалеозойских и мезозойских базальтоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) (см. рис. 7) объясняются именно влиянием обогащенного мантийного источника ЕМII [Ярмолюк и др., 2000]. Сходное изменение изотопных характеристик основных расплавов будет наблюдаться и в случае низких и умеренных степеней контаминации первых коровым веществом, что иллюстрируется линией смещения между составами модельного субщелочного базальта и гранита ундинского комплекса Восточного Забайкалья, принятого в качестве регионального корового репера (см. рис. 7). Составы пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации заметно смещены вправо в область более радиогенного состава стронция как от тренда смещения деплетированного мантийного источника с обогащенным источником ЕМII, намечаемым полем составов позднепалеозойских и мезозойских базальтоидов ЦАСП, так и от тренда коровой контаминации. Это различие может быть связано с участием в составе корового контаминирующего субстрата карбонатных пород, обогащенных стронцием и обедненных неодимом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Магматические породы Акатуевского массива и нижней пачки кайласской свиты (акатуевская вулканоплутоническая ассоциация) Александрово-Заводской впадины представляют собой образования шошонит-латитовой серии. По данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования, они сформировались в интервале 162—155 млн лет. Ведущим петрогенетическим механизмом, определяющим разнообразие составов пород шошонит-латитовой серии акатуевской вулканоплутонической ассоциации, является процесс кристаллизационной дифференциации расплавов. Влияние контаминации расплавов коровым веществом носит подчиненный характер и проявляется в минералого-петрографических особенностях пород некоторых геохимических и изотопных характеристиках последних.

Характерной геохимической чертой пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации является их обогащенность LILE, легкими REE, U, Th, Pb при резко проявленном дефиците элементов высокорядной группы (Nb, Ti) и Р. Изотопные Sr—Nd характеристики пород свидетельствуют об их образовании из обогащенного мантийного источника типа ЕМII, при незначительном влиянии процессов коровой контаминации на состав эволюционировавших расплавов.

По времени своего проявления магматические образования шошонит-латитовой серии Восточного Забайкалья, включая акатуевскую вулканоплутоническую ассоциацию, непосредственно предшествуют проявлению масштабного эпизода внутриплитовой активности в пределах ЦАСП, выразившегося в формировании обширных ареалов трахибазальтового вулканизма. Нельзя исключать возможность генетической связи шошонит-латитового и трахибазальтового магматизма в рамках единого петрогенетического процесса, что требует дальнейших изотопно-геохимических исследований пород обеих серий.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 13-05-12026_офи_м, 14-05-00887).

ЛИТЕРАТУРА

Антипин В.С. Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма. Новосибирск, Наука, 1992, 223 с.

Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: связь во времени и в пространстве. М., Наука, 2010, 606 с. (Тр. ИГЕМ РАН, Новая серия).

- Булнаев К.Б.** Формирование впадин «забайкальского» типа // Тихоокеанская геология, 2006, т. 25, № 11, с. 18—30.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В.** Эволюция вулканизма Тугнуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области в позднем мезозое и кайнозое // Вулканология и сейсмология, 2007, № 4, с. 3—28.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Никифоров А.В.** Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники // Петрология, 2002, т. 10, № 5, с. 510—531.
- Гордиенко И.В., Кузьмин М.И.** Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1545—1562.
- Горлов Н.В.** Геологическое строение Базаново-Акатуевского рудного района // Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. М., АН СССР, 1963, с. 39—47.
- Государственная** геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000 (второе поколение). Лист М-50-Х (Александровский Завод). СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2000.
- Дриль С.И., Покровский Б.Г., Татарников С.А., Козлов В.Д., Сандиминова Г.П., Ронкин Ю.Л.** Субдукционно-аккреционные комплексы Монголо-Охотского пояса и их роль в процессах фанерозойского гранитообразования: опыт Sr-O-Nd изотопной систематики гранитов // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма (Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии). М., ИГЕМ РАН, 2006, т. 1, с. 225—230.
- Захаров М.Н.** Петрология и геохимия акатуевского эффузивно-интрузивного комплекса в Приаргунской структурной зоне Восточного Забайкалья: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, ИГХ СО РАН, 1972, 22 с.
- Казимировский М.Э.** Геохимия и петрология позднемезозойских рифтогенных магматических пород Забайкалья (Нерча-Ингодинская рифтогенная зона): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, 1996, 25 с.
- Казимировский М.Э., Сандиминова Г.П., Пахольченко Ю.А.** Геохимия и Sr-изотопные характеристики магматических пород Западно-Усуглинской бимодальной вулканоплутонической ассоциации (J₃-K₁, Забайкалье) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (6), с. 951—967.
- Козлов В.Д., Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандиминова Г.П.** Геохимия, изотопная геохронология и генетические черты Верхнеундинского гранитоидного батолита (Восточное Забайкалье) // Геохимия, 2003, № 4, с. 408—424.
- Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М., Ковач В.П.** Источники базальтоидного магматизма в условиях рифтогенеза на активной континентальной окраине (на примере бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост позднепалеозойской Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, Южная Монголия // Петрология, 2006, т. 14, № 4, с. 358—383.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.** Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 153—184.
- Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Тормутоо О.** Проблема тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология, 1999, т. 18, № 5, с. 24—43.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличинко В.Г., Булнатов А.Н., Дриль С.И., Кирилова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев О., Тормутоо О., Янь Х.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.
- Первов В.А., Дрынкин В.И., Керзин А.Л., Келлер Й.** Геохимия субщелочных вулканических серий двух стадий позднемезозойской тектономагматической активизации Юго-Восточного Забайкалья // Геохимия, 1987, № 6, с. 798—811.
- Петрографический** кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 200 с.
- Сасим С.А., Дриль С.И.** Геохимия и Sr-Nd изотопная систематика пород шохонитовой и трахибазальтовой серий на примере мезозойских вулканитов Ингодинской, Усуглинской и Александрово-Заводской рифтогенных впадин Восточного Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2013, вып. 11, с. 202—204.
- Сасим С.А., Чуканова В.С., Ильина Н.Н., Семенова Ю.В., Ощепкова А.В.** Геохимия вулканических пород позднемезозойской рифтогенной ассоциации Александрово-Заводской впадины (Юго-Восточное Забайкалье) // Изв. Иркут. ун-та. Серия «Науки о Земле», 2012, т. 5, № 2, с. 209—228.
- Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С.** Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1984, 205 с.

- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 384 с.
- Трошин Ю.П.** Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1978, 165 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое—раннем мезозое (данные изучения внутриплитного базитового магматизма) // ДАН, 2000, т. 375, № 4, с. 525—530.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.
- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г.** Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология, 2003, т. 11, № 1, с. 3—34.
- Arslan M., Temizel I., Abdioglu E., Kolayli H., Yucel C., Boztus D., Sen C.** ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating, whole-rock and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of post-collisional Eocene volcanic rocks in the southern part of the Eastern Pontides (NE Turkey): implications for magma evolution in extension-induced origin // Contr. Miner. Petrol., 2013, v. 166, p. 113—142.
- Bakkali S.El.** Post-collision Neogene volcanism of the Eastern Rif (Morocco): magmatic evolution through the time // Lithos, 1998, v. 45, p. 523—543.
- Birck J.L.** Precision K-Rb-Sr isotopic analyses: application to Rb-Sr chronology // Chem. Geol., 1986, v. 56, p. 73—83.
- Conticelli S., Marchionni S., Rosa D., Giordano G.** Shoshonite and sub-alkaline magmas from an ultrapotassic volcano: Sr-Nd-Pb isotope data on the Roccamonfina volcanic rocks, Roman Magmatic Province, Southern Italy // Contr. Miner. Petrol., 2009, v. 157, p. 41—63.
- Conticelli S., Avanzinelly R., Marchionni S., Tommasini S., Melluso L.** Sr-Nd-Pb isotopes from the Radicofani Volcano, Central Italy: constraints on heterogeneities in a veined mantle responsible for the shift from ultrapotassic shoshonite to basaltic andesite magmas in a post-collisional setting // Miner. Petrol., 2011, v. 103, p. 123—148.
- Dugen S., Hoernle K., Van Den Bogaard P., Garbe-Schonberg D.** Post-collisional transition from subduction to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere // J. Petrol., 2005, v. 46, № 6, p. 1155—1201.
- Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F.** Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th—Co discrimination diagram // J. Petrol., 2007, v. 48, № 12, p. 2341—2357.
- Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T.** Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in upper mantle // Earth Planet. Sci. Lett., 1993, v. 120, p. 11—134.
- Lan T.G., Fan H.R., Santosh M., Hu F.F., Yang K.F., Yang Y.H., Liu Y.** Early Jurassic high-K calc-alkaline and shoshonitic rocks from the Tongshi intrusive complex, eastern North China Craton: Implication for crust-mantle interaction and post-collisional magmatism // Lithos, 2012, v. 140—141, p. 183—199.
- McCulloh M.T., Gembel J.A.** Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism // Earth Planet. Sci. Lett., 1991, v. 102, p. 358—374.
- Miller C., Sghuster R., Klotzli U., Frank W., Purtscheller F.** Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis // J. Petrol., 1999, v. 9, № 9, p. 1399—1424.
- Morrison G.W.** Characteristics and tectonic setting of shoshonite rock association // Lithos, 1980, v. 13, № 1, p. 97—108.
- Pearce J.A.** Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / Eds. C.J. Hawkesworth, M.J. Norry // Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva Press, Nantwich, UK, 1983, p. 230—249.
- Peccerillo A., Taylor S.R.** Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contr. Miner. Petrol., 1976, v. 58, № 1, p. 63—81.
- Prelevic D., Akal C., Foley S.F., Romer R.L., Stracke P., Van Den Bogaard P.** Ultrapotassic mafic rocks as geochemical proxies for post-collisional dynamics of orogenic lithospheric mantle: the case of Southwestern Anatolia, Turkey // J. Petrol., 2012, v. 53, № 5, p. 1019—1055.
- Rudnick R.L., Fountain D.M.** Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // Rev. Geophys., 1995, v. 33, № 3, p. 267—309.
- Stern R.J.** Subduction zones // Rev. Geophys., 2002, v. 40, № 4, 38 p.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in ocean basins*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—346.

Taylor S.R. Island arc models and the composition of the continental crust // *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins*. Amer. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser. 1, 1977, p. 325—335.

Turner S., Arnaud N., Liu J., Rogers N., Hawkesworth C., Harris N., Kelley S., Van Calsteren P., Deng W. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts // *J. Petrol.*, 1996, v. 37, № 1, p. 45—71.

Wang Y., Zhang A., Fan W., Peng T., Zhang F., Zhang Y., Bi X. Petrogenesis of late Triassic post-collisional basaltic rocks of the Lancangjiang tectonic zone, southwest China, and tectonic implications for the evolution of the eastern Paleotethys: Geochronological and geochemical constraints // *Lithos*, 2010, v. 120, p. 529—546.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Miner.*, 2010, v. 95, p. 185—187.

Yang Y.-H., Zhang H.-W., Chu Z.-Y., Xie L.-W., Wu F.-Y. Combined chemical separation of Lu, Hf, Rb, Sr, Sm and Nd from a single rock digest and precise and accurate isotope determinations of Lu-Hf, Rb-Sr and Sm-Nd isotope systems using Multi-Collector ICP-MS and TIMS // *Int. J. Mass Spectrom.*, 2010, v. 290, p. 120—126.

Zhao Z., Mo X., Dilek Y., Nui Y., DePaolo D.J., Robinson P., Zhu D., Sun C., Dong G., Zhou S., Luo Z., Hou Z. Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic compositions of the post-collisional ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Petrogenesis and implications for India intra-continental subduction beneath southern Tibet // *Lithos*, 2009, v. 113, p. 119—212.

*Поступила в редакцию
25 августа 2015 г.*