

**САРХОЙСКАЯ СЕРИЯ ВОСТОЧНОГО САЯНА: НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ
(~770-800 МЛН ЛЕТ) ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС АНДИЙСКОГО ТИПА**

А.Б. Кузьмичев, А.Н. Ларионов*

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

** Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, 199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия*

Сархойская серия в стратотипической местности сложена пестроцветными вулканитами и вулканогенно-осадочными отложениями суммарной мощностью более 4 км. Вулканиты в нижней части представлены зеленокаменно-измененными породами, дифференцированными от базальта до дацита, в верхней части преобладают цветные риолитовые игнимбриты.

Состав, последовательность и фациальные особенности проявлений вулканизма демонстрируют очевидное сходство с вулканическими ассоциациями активных континентальных окраин. Этот вывод подтверждается геохимическими данными, указывающими на надсубдукционные характеристики пород, и изотопными данными, свидетельствующими об участии раннедокембрийской континентальной коры в их формировании. Приведенные в статье результаты U-Pb датирования сархойских вулканитов по цирконам (SHRIMP) свидетельствуют о неопротерозойском возрасте сархойских игнимбритов в стратотипической местности (782 ± 11 млн лет — конкордантный кластер из восьми анализов). Плутонические аналоги вулканитов представлены тоналитами-трондьемитами сумсунурского комплекса, локализованными в Гарганской глыбе. Приведены сведения об одновозрастных гранитоидах и в других частях Тувино-Монгольского и Дзавханского массивов. Сархойско-Дзавханский вулканический пояс протяженностью около 1.5 тыс. км маркирует фрагмент неопротерозойской активной континентальной окраины, отчлененный от материнского континента. Геодинамическая система середины неопротерозоя включала также Окинскую аккреционную призму, примыкавшую к Сархойской континентальной окраине, и Шишхидскую островную дугу. Одновозрастные аналоги перечисленных структурных элементов реконструируются в Енисейском кряже и Байкало-Муйском поясе. Это позволяет предполагать, что Сархойский пояс первоначально располагался на окраине неопротерозойского Сибирского континента, но не исключает и экзотическое происхождение докембрийских массивов юга Сибири.

Неопротерозой, Центрально-Азиатский складчатый пояс, Тувино-Монгольский массив, активная континентальная окраина, игнимбрит, вулканический пояс андийского типа, сархойская серия.

**THE SARKHOI GROUP IN EAST SAYAN: NEOPROTEROZOIC (~770–800 MA)
VOLCANIC BELT OF THE ANDEAN TYPE**

A.B. Kuzmichev and A.N. Larionov

The Sarkhoi Group localized in the stratotype area is composed of various volcanics and volcanoclastics more than 4 km in total thickness. The volcanics of the lower part are greenschist facies altered rocks ranging from basalt to dacite, and those of the upper part are mainly rhyolitic ignimbrites. The composition, sequence, and facies features of these volcanics show their affinity to the active continental margin. This is confirmed by geochemical data evidencing the participation of the Early Precambrian continental crust in their formation. The U-Pb zircon dating (SHRIMP) of the Sarkhoi volcanics yielded a Neoproterozoic age of the ignimbrites (782 ± 11 Ma, concordant cluster $N = 8$). The tonalite-trondhjemites of the Sumsunur complex in the Gargan block are plutonic analogs of these volcanic rocks. Coeval granitoids were also revealed in other parts of the Tuva-Mongolian and Dzavhan massifs. The ~1500 km long Sarkhoi-Dzavhan volcanic belt is a fragment of the Neoproterozoic active continental margin separated from the continent. In the Middle Neoproterozoic, the geodynamic system also included the Oka accretionary prism joining the Sarkhoi continental margin and the Shishkhid island arc. Coeval analogs of the above structures are also reconstructed in the Yenisei Range and Baikal-Muya belt. This suggests that the Sarkhoi belt was initially localized along the margin of the Neoproterozoic Siberian continent. But the exotic origin of the Precambrian massifs in southern Siberia is not ruled out either.

Active continental margin, ignimbrite, volcanic belt of the Andean type, Sarkhoi Group, Neoproterozoic, Central Asian Fold Belt, Tuva-Mongolian massif

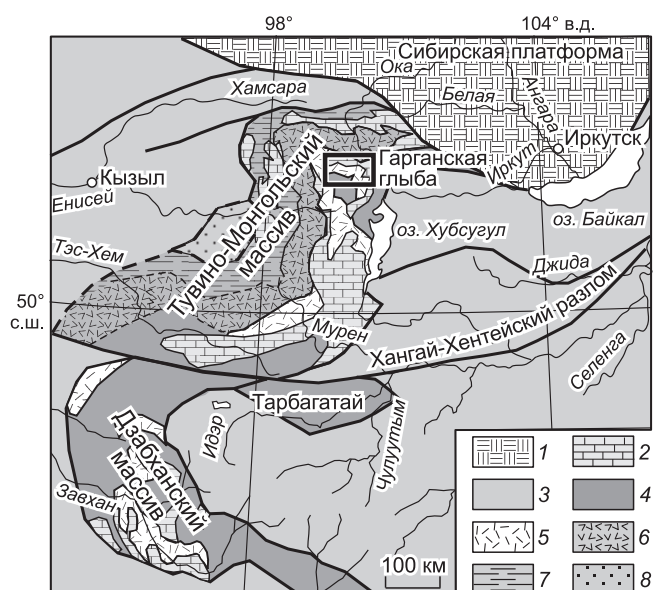
ВВЕДЕНИЕ

Сархойская серия — одно из наиболее известных стратиграфических подразделений в юго-восточной части Восточного Саяна. Она сложена пестроцветными породами, среди которых преобладают кислые вулканиты и вулканогенно-осадочные породы. Такой состав позволяет уверенно картировать серию и выделять разновозрастные образования на прилегающих территориях (дархатская серия в Западном Прихубсугулье, дзабханская серия в Центральной Монголии). Породы сархойской серии и ее аналогов слагают протяженный вулканический пояс на территории Бурятии и Монголии, где входят в состав Тувино-Монгольского и Дзабханского массивов (микроконтинентов) (рис. 1). Геодинамическая обстановка магматизма и возраст вулканитов этого пояса на протяжении долгого времени остаются предметом дискуссий.

Первоначально сархойская серия была отнесена к позднему докембрию на основании наблюдаемых стратиграфических взаимоотношений с вышележащими карбонатными толщами венда—кембрия (боксонская, хубсугульская серии и их аналоги) [Ильина, 1958; Арсентьев, Волколаков, 1964]. Позднее Ю.П. Бутов обнаружил в нижних горизонтах сархойской серии (приустьевая часть р. Шибит) хлорит-карбонатные агрегаты, которые были идентифицированы как остатки мшанок ордовикско-силурийского возраста [Бутов, Морозова, 1982]. Данные Ю.П. Бутова хорошо согласовывались с идеей о том, что регион сложен сериями крупномасштабных тектонических покровов [Добрецов, 1985]. В дальнейшем в литературе появились указания на находки в породах сархойской серии микрофауны и спорово-пыльцевых комплексов, подтверждающих мнение о ее палеозойском возрасте [Геология..., 1988; Бутов, 1996]. Выводы Ю.П. Бутова и И.П. Морозовой были подтверждены А.А. Терлевым и А.А. Постниковым, обнаружившими спиккулы губок и нижнепалеозойские конулярии в сланцах, непосредственно подстилающих пестроцветные вулканомиктовые песчаники, включавшиеся ранее в сархойскую серию в бассейне р. Дибби [Терлеев и др., 1998]. На основании этих находок они отнесли упомянутые сланцы и песчаники к палеозойским стратиграфическим подразделениям (к мангатгольской и яматинской свитам соответственно). Идея о том, что сархойская серия залегает в аллохтоне и что на нее, в свою очередь, надвинут тектонический покров, сложенный породами боксонской серии, активно развивалась последователями Н.Л. Добрецова [Федотова, Хаин, 1997, 2002].

Другая группа геологов на основании геологических наблюдений подтвердила первоначальные представления о том, что сархойская серия залегает стратиграфически ниже отложений венд-кембрийского карбонатного чехла и, соответственно, имеет довендский возраст [Кузьмичев, 1990а; Хераскова, Самыгин, 1992]. Хлорит-кальцитовые стяжения в низовьях р. Шибит, описанные ранее как мшанки [Бутов, Морозова, 1982], были интерпретированы как перекристаллизованные глинисто-карбонатные конкреции [Кузьмичев, 1990б]. Возраст вулканитов сархойской серии на основании сборной Rb-Sr эрохроны был определен 718 млн лет [Буякайте и др., 1989].

Таким образом, обсуждаются две конкурирующие точки зрения на возраст сархойской серии: по мнению одной группы геологов, он является ордовикским, по мнению другой, — позднерифейским. Соответственно, различным образом определяются роль и место вулканитов и сопутствующих осадочных пород в геологической истории региона. В первом случае вулканиты могут рассматриваться как коагматы интенсивного посторогенного гранитного магматизма, охватившего в ордовике юго-западное складчатое обрамление Сибирской платформы [Владимиров и др., 1999]. Во втором случае сархойский вулканический пояс логично вписывается в неопротерозойскую тектоническую зональность, и вулканиты могут быть интерпретированы как проявления надсубдукционного магматизма в



Владимиров и др., 1999]. Во втором случае сархойский вулканический пояс логично вписывается в неопротерозойскую тектоническую зональность, и вулканиты могут быть интерпретированы как проявления надсубдукционного магматизма в

Рис. 1. Тувино-Монгольский и Дзабханский докембрийский массивы. Гранитоиды и молодые отложения не показаны.

1 — Сибирская платформа; 2 — венд-кембрийский карбонатный чехол докембрийских массивов; 3 — палеозойский пояс; 4 — докембрийские комплексы нерасчлененные; 5—8 — неопротерозойские (< 800 млн лет) комплексы: 5 — комплекс активной континентальной окраины (сархойская, дархатская, дзабханская серии), 6 — Окинская аккреционная призма, 7 — Шишидская островная дуга, 8 — Восточно-Тувинский орогенный прогиб. Прямоугольником показано положение рис. 2.

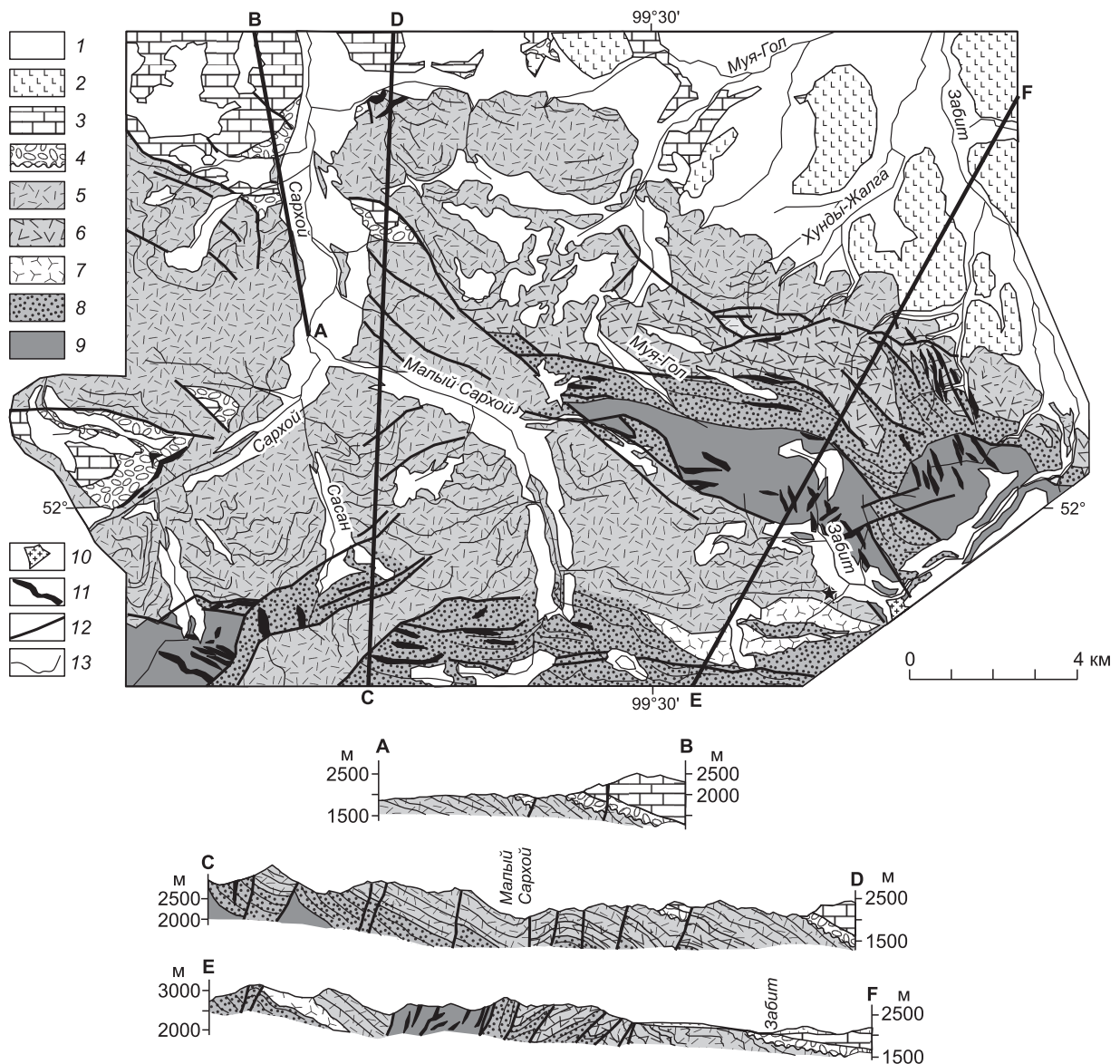


Рис. 2. Строение сархойской серии в стратотипической местности.

1 — четвертичные отложения; 2 — неоген-четвертичные базальты; 3 — карбонатные породы боксонской серии; 4 — пестроцветные терригенные породы в основании боксонской серии, волнистая линия в их подошве символизирует несогласное залегание; 5—8 — сархойская серия; 5 — игнимбритовая толща; 6 — зеленокаменная толща; 7 — гранофировая толща; 8 — терригенная толща; 9 — дибинская свита; 10 — локальный выход ордовикского (?) гранита; 11 — дайки и другие малые интрузии кислого, среднего и основного составов, комагматичные вулканитам сархойской серии; 12 — разломы; 13 — структурные линии. Звездочка в истоках р. Забит — место отбора датированной пробы (51°58.756' с.ш., 99°33.224' в.д.).

активной континентальной окраине [Кузьмичев, 2004]. В настоящей статье приводятся новые данные в обоснование второй точки зрения, позволяющие окончательно закрыть дискуссию о возрасте и тектонической приуроченности пород сархойской серии в стратотипической местности.

Сархойская серия изучалась А.Б. Кузьмичевым в стратотипической местности в истоках рек Сархой и Забит в 1987 и 2001 гг. Этот участок характеризуется альпийским рельефом, весьма слабым метаморфизмом пород и сравнительно простой структурой (рис. 2). Изучение района подтвердило первоначальную точку зрения на последовательность отложений. В основании видимого разреза залегает дибинская свита, сложенная карбонатно-глинистыми турбидитами и известняками; выше — сархойская серия, сложенная пестроцветными терригенными и вулканогенными отложениями; видимую кровлю составляет боксонская серия (мелководные карбонатные отложения венда—кембрия) (см. рис. 2). Нижние горизонты боксонской серии сложены пестроцветными обломочными породами, которые залегают с

угловым несогласием на подстилающих вулканитах и связаны постепенным переходом с вышележащими карбонатами [Кузьмичев, 1990а]. Ранее этот комплекс ошибочно включался в состав сархойской серии.

После повторного посещения стратотипической местности в 2001 г. выяснилось, что существенная часть вулканитов сархойской серии представлена игнимбритами, а не лавами, как это предполагалось ранее. Исчерпывающие характеристики игнимбритов суммированы в обобщающих исследованиях [Ross, Smith, 1961; Braney, Kokelaar, 2002; Wilson, 2008], которые и рекомендуются читателю, принимая во внимание, что в России существуют специфические представления о том, какие породы следует называть игнимбритами. Первая из указанных работ переведена на русский язык и опубликована в сборнике «Проблемы палеовулканизма» (Изд-во иностранной литературы, М., 1963).

Сархойская серия сложена пестроцветными преимущественно наземными фашиально измененными породами. Ее нижний контакт повсеместно тектонический. Отчетливо картируются три толщи. Нижняя сложена преимущественно песчаниками, средняя — зеленокаменными вулканитами, верхняя — красноцветными кислыми вулканитами и вулканогенно-осадочными породами. Эти толщи описаны ниже под названиями «терригенная», «зеленокаменная» и «игнимбритовая». Расчленение вулканитов на две толщи возможно только северо-восточнее разлома Шара-Убыр — в бассейнах р. Забит и Муя-Гол (см. рис. 2). Юго-западнее зеленокаменная толща как самостоятельная картируемая единица выклинивается из разреза, постепенно замещаясь туфами смешанного состава и кислыми вулканитами. У истоков рек Забит и Малый Сархой между терригенной и игнимбритовой толщами располагается локальный выход «гранофировой толщи» (см. рис. 2). На значительном протяжении терригенная и вулканогенная части разреза сархойской серии контактируют по разлому. На отдельных участках между ними сохранились стратиграфические взаимоотношения. Ниже дана краткая характеристика перечисленных элементов сархойской серии.

ТЕРРИГЕННАЯ ТОЛЩА

Терригенная толща сложена пестроцветными полимиктовыми песчаниками, переходящими в гравелиты и конгломераты, реже в алевролиты. Песчаники грубослоистые, иногда косослоистые. Конгломераты содержат гальку пород дибинской свиты, кварца, местных песчаников; реже встречается галька ярко-красных или бурых яшм, андезитов, дацитов. Обломки яшм и кварца хорошо окатаны и часто совершенно круглые. Конгломераты не имеют четкой стратиграфической приуроченности и встречаются на разных уровнях разреза.

Количество вулканогенного материала в обломочных породах неравномерно увеличивается вверх по разрезу. В западных разрезах в верхах толщи преобладают красноцветные вулканомиктовые песчаники с обломками фельзитов, кристаллокластами кварца и плагиоклаза. Восточнее, в бассейнах рек Забит и Муя-Гол, верхняя часть свиты содержит зеленые вулканомиктовые песчаники с обломочками хлоритизированного стекла, андезитов и базальтов. Их относительная мощность возрастает с запада на восток. В восточных разрезах появляются также прослои зеленокаменно-измененных туфов, и граница между терригенной и зеленокаменной толщами становится менее определенной.

Седиментационные особенности осадочных пород толщи слабо изучены. По-видимому, толща сложена флювиальными и, возможно, дельтовыми отложениями, накапливавшимися в межгорных депрессиях. Обилие эффузивной кластики свидетельствует о том, что вулканизм в регионе начался раньше, чем он фиксируется в описанных ниже вулканических толщах. Видимая мощность терригенной толщи в пограничном с Монголией хребте достигает 2 км. Северо-восточнее мощность толщи уменьшается за счет того, что ее нижняя часть здесь обрывается разломами.

ГРАНОФИРОВАЯ ТОЛЩА

В районе истоков р. Забит на границе терригенной и игнимбритовой толщ расположен выход специфических пород, условно названных гранофирами (см. рис. 2). Типичные разности представляют собой массивные неслоистые ярко-красные или кирпично-красные афировые кремнеподобные породы, иногда обладающие неявно выраженной флюиальностью. Распространены также порфиоровые разности с мелкими (около 1 мм) вкрапленниками щелочного полевого шпата (разложенного санидина). Вкрапленники эвгедральные, зональные, пропитаны оксидами железа. Ядро обогащено ортоклазовым компонентом и сложено волокнистым пертитом. Краевая зона вкрапленников обогащена альбитовым компонентом, иногда присутствует альбитовая оторочка. В некоторых разностях фенокристы окружены каймой гранофира. Встречаются также остроугольные обломки щелочного полевого шпата, не подвергшиеся регенерации.

Матрик представляет собой криптозернистый или микрокристаллический кварц-полевошпатовый агрегат, пропитанный оксидами железа. Обычно он неоднородный с облачными и хлопьевидными текстурами. В некоторых разностях матрикс распадается на слойки, обогащенные кварцем, и на слойки,

образованные шестоватым кварц-полевошпатовым (первоначально тридимит-полевошпатовым) агрегатом. Иногда подобный шестоватый агрегат образует радиально-лучистые сферулы (видны только под микроскопом), которые местами слагают весь объем породы. Присутствуют также разности с гранофировой основной массой.

Вблизи нижнего контакта гранофировой толщи песчаники и гравелиты терригенной толщи окварцованы, контуры песчинок под микроскопом становятся нечеткими. Нижние горизонты красноцветных пород гранофировой толщи содержат песчинки кварца и хлоритсодержащие обломки. Присутствуют также угловатые обломки, превращенные в красную яшму. Выше породы становятся более однородными, не обнаруживающими ни обломочной структуры, ни присутствия инородных включений. Верхний контакт не наблюдался в хороших скальных обнажениях. Создается впечатление, что он более расплывчатый: в породах постепенно появляется слоистость, красный цвет становится менее выраженным.

Гранофиры не сохранили первичных признаков, которые явно бы указывали на их происхождение. Слоистость проявлена только вблизи подошвы толщи, а основная часть выхода представляет собой сравнительно однородное изотропное тело. Мы предполагаем, что оно представляет собой результат перекристаллизации и гидротермального изменения игнимбритового потока или серии амальгамированных игнимбритовых потоков. Красные яшмовидные породы, пропитанные опалом и гидроокислами железа, являются обычным продуктом гидротермальной переработки пепловых туфов. Гидротермальное происхождение таких разностей подтверждается присутствием жил красной кремнеподобной породы с обособленной центральной кварцевой зоной, рассекающих порфиры с ненарушенной структурой. Шестоватые тридимит-полевошпатовые корки и сферулы — типичные продукты девитрификации стекла в игнимбритах [Smith, 1960]. Гранофиновые текстуры также могут представлять собой результат девитрификации стекла [Smith, 1960], но чаще они имеют магматическое происхождение и являются результатом кристаллизации переохлажденной эвтектики [Lipman et al., 1997]. Р.Л. Смит [Smith, 1960] указывает, что гранофировая перекристаллизация встречается только в мощных (более 300 м) потоках игнимбрита. Если судить по залеганиям перекрывающих и подстилающих пород, то мощность гранофирового тела составит около 500 м. Игнимбритовые потоки мощностью в несколько сотен метров не редкость [Wilson, 2008], причем никаких специфических явлений в центральных частях таких потоков, которые длительное время сохраняли высокую температуру, не отмечено.

А.Э. Изох, ознакомившись с описанием пород, включенных нами в состав гранофировой толщи, считает, что эти породы, вероятно, представляют собой субвулканическое тело. Мы находим такую интерпретацию возможной, хотя и маловероятной. Во-первых, магматическое тело мощностью в несколько сотен метров, скорее всего, будет застывать как полнокристаллическая магматическая порода. В нашем случае резко преобладают афанитовые породы, местами с мелкими вкрапленниками щелочного полевого шпата. Вкрапленники кварца не встречены. Во-вторых, вулканические комагматы, геохимически сходные с этими «субвулканическими» породами, неизвестны среди вышележащих кислых туфов. В-третьих, субвулканические интрузии разной формы и разного состава в изобилии наблюдались нами в верховьях рек Сархой и Забит. Интрузии риолитового состава представлены кварцевыми порфирами; разности, подобные вышеописанным породам гранофировой толщи, среди них встречены не были.

ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ ТОЛЩА

Зеленокаменная толща сложена лавами и туфами среднего, основного и кислого составов, а также туффитами. Типичные породы толщи окрашены в зеленые и зеленовато-серые, реже — фиолетово-серые тона. Во время полевых работ предполагалось, что все зеленокаменные породы сложены андезитами и базальтами. Оказалось, что значительная их часть является дацитами. Распространены массивные лавы, иногда миндалекаменные; встречаются также кластолавы и литокластические туфы, в том числе — глыбовые туфы. Количество прослоев туфов увеличивается вверх по разрезу толщи. В верхней части разреза в двух случаях наблюдались разности, похожие на пиллоу-лаву с нечетко оформленными подушками. В слоях, переходных к вышележащей толще, выделяются потоки мегапорфировых андезитов с крупными (до 1 см) лейстами плагиоклаза, переходящие в глыбовые туфы, линзовидные лавовые потоки риолитов, переходящие в брекчиевидную лаву и однородные вишневого алевролиты. Эти породы включены в состав зеленокаменной толщи, так как туфоконгломераты с обломками мегапорфировых андезитов встречаются внутри разреза зеленокаменных пород, но отсутствуют в игнимбритовой толще.

Лавы основного состава представлены оливиновыми базальтами. Вкрапленники, судя по габитусу, были представлены оливином. Они полностью замещены вторичными минералами и представляют собой футляр из оксидов железа, внутри которого заключен серпентин, а иногда кварц. Андезиты обладают сериально-порфировой или пилотакситовой структурой. Дациты содержат вкрапленники измененного плагиоклаза (до 50 % объема) и, вероятно, пироксена, замещенного вторичными минералами. Общая мощность толщи в бассейне р. Забит достигает 550 м (в северной части выхода).

ИГНИМБРИТОВАЯ ТОЛЩА

Толща названа игнимбритовой, так как около половины ее общего объема приходится на отложения пепловых потоков риолитового состава, как спекшихся, так и неспекшихся. Два других главных компонента разреза: темноокрашенные туфы, туффиты смешанного состава и вулканогенно-осадочные породы.

Пепловые туфы кислого состава слагают однородные несортированные, неслоистые или грубо-слоистые потоки разнообразного цвета и разной степени спекания. Полностью сплавленные игнимбри-ты имеют темный цвет (бурый, красный, лиловый, зеленоватый, черный) и внешне мало отличаются от стекловатых лав. Густота окраски напрямую связана со степенью спекания, и обычно породы светлеют вверх по разрезу потока. Почти все разновидности содержат редкие равномерно распределенные вкрапленники полевого шпата, реже кварца. Иногда встречаются афировые разности. Туфовая первичная природа лавоподобных игнимбри-тов доказывается присутствием ксеногенных включений, представленных обломками разнообразных вулканитов и осадочных пород. Эти включения, как правило, видны в обнажении и штуде и всегда видны в шлифах. В типичном случае сплавленные туфы приурочены к нижним и средним частям потоков, иногда начинаются от подошвы.

В основании некоторых игнимбритовых потоков наблюдались горизонты, состоящие из лито- и кристаллокластов. Этот материал не отличается от того, который заполняет каналы дегазации в игнимбри-тах (см. ниже), и, очевидно, также образовался вследствие выдувания из него тонких пепловых частиц. Выдувание вблизи подошвы вызывается турбулентным всасыванием и термальным расширением холодного воздуха [Braney, Kokelaar, 2002]. Сходный эффект могло иметь термальное расширение пара, если поток двигался над влажной поверхностью. Верхние части игнимбритовых потоков или маломощные потоки сложены неспекшимися пепловыми туфами с той или иной примесью лито- и кристаллокластов. Они окрашены в светлые (желтоватые, розоватые или почти белые) тона и имеют матовый излом. В них сохраняются обломочки пузыристой пемзы и рогульчатые осколки перекристаллизованного стекла, представляющие собой фрагменты стенок смежных пузырей. Некоторые подобные пласты не содержат заметного количества лито- или кристаллокластов и, вероятно, представляют собой выпадение пепла из воздуха, а не отложение игнимбритового потока.

Поток игнимбрита, из которого выделен проанализированный циркон (см. ниже), вскрыт в стенке каньона, прорезающего нижнюю часть игнимбритовой толщи в точке 145 (см. рис. 2). Поток сложен стекловатым игнимбри-том, спеченным на полную мощность (около 6.5 м) от подошвы до кровли (рис. 3). Он неравномерно окрашен в густо-фиолетовые или красно-фиолетовые тона. Фенокристы (3—10 %) сложены частично разложенным плагиоклазом (от 1—2 до 4 мм) и реже водяно-прозрачным кварцем (до 2 мм) (рис. 4, А). Оба минерала преимущественно сохраняют кристаллографические очертания, иногда видны следы растворения. В породе неравномерно распределены обломки афировых риолитов или дацитов, а также фрагменты осадочных или вулканокластических пород. Некоторые обломки дацита (?) круглые и напоминают окатанную гальку. Вкрапленники распределены равномерно, и порода мало отличается по виду от лавы. Матрикс под микроскопом неоднородный, «кудрявый», местами видны сохранившиеся пемзовые рогульки. В верхней части слоя встречен глубокий (1.3 м) узкий карман, заполненный кристаллокластами и ксеногенными обломками размером до 10 см (см. рис. 3). Согласно [Braney, Kokelaar, 2002], подобные карманы представляют собой трубы дегазации, в которых тонкий материал вынесен струей газа (см. рис. 4, Б). Этот процесс протекал в рыхлом подвижном материале после прекращения движения пеплового потока. Описанный игнимбритовый поток подстилается вулканогенно-осадочной пачкой, включающей косослоистые песчаники [Кузьмичев, 2004, см.



Рис. 3. Верхняя часть игнимбритового потока, из которой выделен проанализированный циркон.

Виден канал дегазации, заполненный ксеногенными обломками пород и кристаллокластами, отсепарированными из вмещающего туфа пеплового потока. По обе стороны канала — неравномерно окрашенный спеченный игнимбрит с фенокристами плагиоклаза и редкими ксеногенными обломками. Высота фрагмента — 60 см.

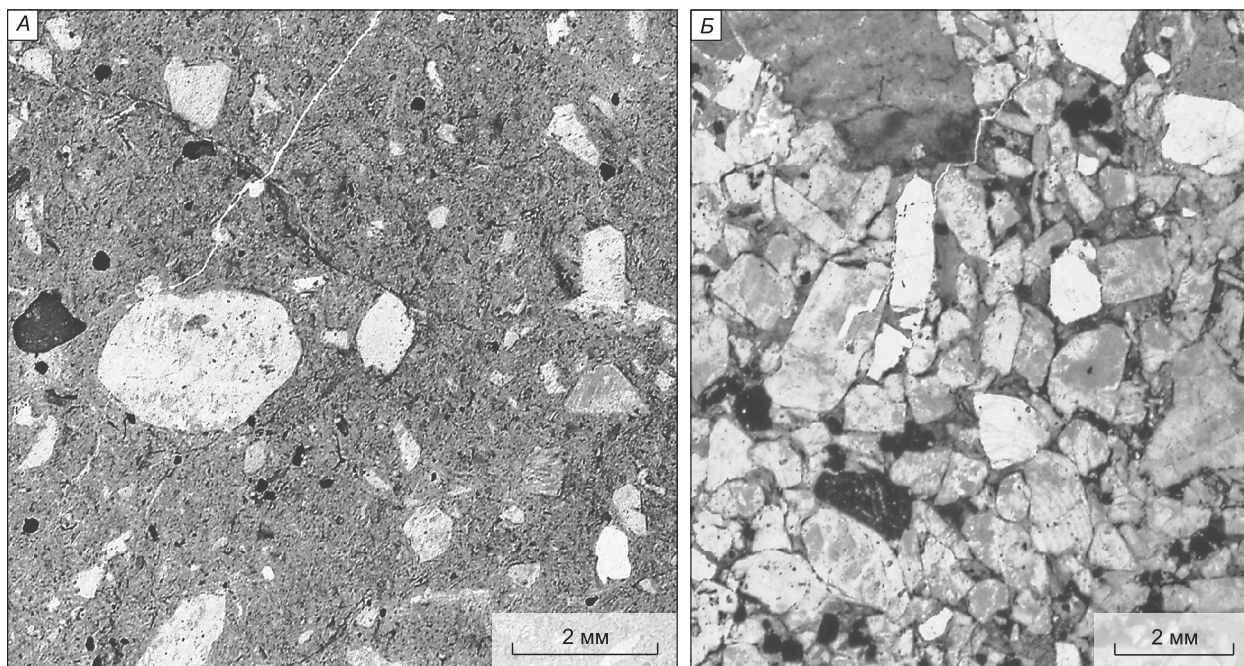


Рис. 4. Фотографии отсканированных шлифов игнимбрита слоя 2.

А — полностью спеченный игнимбрит из верхней части потока: разность, из которой был выделен датированный циркон. Вкрапленники представлены плагиоклазом; присутствуют индивиды трех видов: округленные в результате эрозии при извержении и перемещении пеплового потока, сохранившие кристаллографические контуры, а также обломки кристаллов. Видны также мелкие зерна рудного минерала, ксеногенный обломок (слева) и кварцевое зерно (в правом нижнем углу). Базис состоит из уплотненных и девитрифицированных осколков пемзового стекла.

Б — заполнение канала дегазации, состоящее из кристаллов плагиоклаза и обломков пород. Тонкий пепловый материал отсепарирован и удален в процессе продувки канала.

фото на рис. 6.9], алевролиты и конгломераты, расклиненные линзовидным (до 1.5 м) силлом диабаз. Выше игнимбритового потока наблюдалось грубое переслаивание, включающее потоки светлого неспекшегося пеплового туфа риолитового состава, темноокрашенные пепловые, лапиллиевые и кристаллокластические туфы смешанного состава, вулканогенно-осадочные породы. В этой части разреза также встречен силл диабаз.

Второй существенный компонент толщи — туфы и туффиты, обычно окрашенные в темные лилово-бурые тона. Они сложены мелкими обломками порфиритов, порфиров, пемзы, стекла и кристаллокластами плагиоклаза. В некоторых разностях преобладают обломки ожелезненных вулканитов с темным базисом, что и определяет темно-лиловый цвет пород. Встречаются раздавленные лапилли андезитов. Подобные пачки включают также прослои пизолитовых туфов, образованных путем облипания капель дождя вулканическим пеплом.

Существенная часть разреза игнимбритовой толщи сложена вулканогенно-осадочными породами, среди которых преобладают две разновидности. Характерной фацией являются пестрые песчаники и гравелиты, состоящие из белых кристаллокластов плагиоклаза и красных эффузивных обломков. Подобные косослоистые песчаники и гравелиты целиком сложены переотложенными продуктами извержений и, вероятно, представляют собой отложения временных водных потоков. Типичной фацией являются также темно-лиловые плохосортированные существенно глинистые грубослоистые разности, которые состоят преимущественно из тонкого ожелезненного материала и, вероятно, представляют собой отложения грязевых потоков (лахаров). В нескольких случаях в игнимбритовой толще наблюдались потоки риолитов. Они имеют мощность до 5 м и быстро выклиниваются.

Исключительно риолитовый состав пород, попавших в проанализированные образцы (см. ниже), не отражает состава толщи в целом. Одновременно с выбросами риолитового пепла на соседних участках извергались туфы андезитового состава. Породы игнимбритовой толщи демонстрируют большое разнообразие текстурных типов пород и их последовательностей, которые, однако, детально в поле не описывались, что не позволяет дать их обоснованную генетическую интерпретацию. Кровля игнимбритовой толщи размыта. Ее видимая мощность в бассейне р. Забит, рассчитанная геометрически, достигает

Таблица 1.

Результаты изотопного анализа циркона

№ точки	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, Th		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	(1) Возраст, млн лет		D, %	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±, %	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±, %	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±, %	Rho
		г/г	г/г			$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$								
9.1	0.26	104	97	0.96	10.9	738.3 ± 9	824 ± 86	12	0.0666	4.1	1.114	4.3	0.1213	1.3	0.299
2.1	0.61	110	94	0.88	12.1	774.4 ± 9.6	780 ± 110	1	0.0652	5.2	1.147	5.4	0.1276	1.3	0.245
10.1	0.00	191	146	0.79	21	777.3 ± 6.9	777 ± 47	0	0.0651	2.2	1.15	2.4	0.1281	1	0.393
1.1	0.42	86	66	0.79	9.5	778 ± 11	866 ± 96	11	0.0679	4.6	1.2	4.9	0.1282	1.4	0.297
11.1	0.05	50	35	0.73	5.46	778 ± 13	902 ± 88	16	0.0691	4.3	1.222	4.6	0.1282	1.8	0.395
5.1	0.23	93	73	0.80	10.4	780 ± 12	726 ± 91	-7	0.0635	4.3	1.126	4.6	0.1286	1.6	0.344
8.1	—	90	71	0.82	9.98	782 ± 10	879 ± 66	12	0.0683	3.2	1.215	3.5	0.1289	1.4	0.397
4.1	0.92	89	63	0.74	10	790 ± 12	626 ± 210	-21	0.0606	9.7	1.09	9.9	0.1304	1.6	0.159
6.1	0.84	90	96	1.11	10.3	806 ± 11	740 ± 180	-8	0.0639	8.6	1.17	8.7	0.1332	1.5	0.174
3.1	0.46	70	46	0.68	8.47	840 ± 14	820 ± 110	-2	0.0664	5	1.275	5.4	0.1392	1.8	0.341
7.1	0.35	356	622	1.80	44	863.3 ± 5.8	777 ± 79	-10	0.0651	3.8	1.286	3.8	0.1433	0.7	0.188

Примечание. (1) коррекция на обыкновенный свинец введена на основании измеренного ^{204}Pb .
 Ошибки даны на уровне 1 σ ; Pb_c и Pb^* — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно.
 Ошибки в калибровке относительно стандарта TEMORA составили 0.37 % (13 из 14).

ет 1.2 км. Разрез толщи наращивается в северном направлении, и, возможно, под породами боксонской серии залегают более высокие горизонты разреза.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ САРХОЙСКОЙ СЕРИИ ПО ЦИРКОНАМ

Ранее нами предпринималась попытка определить возраст вулканитов сархойской серии Rb-Sr методом по валовым пробам [Буякайте и др., 1989]. Полученный возраст 718 ± 30 млн в течение долгого времени оставался единственной прямой оценкой изотопного возраста пород. В дальнейшем [Кузьмичев, 2004] было показано, что проанализированные образцы не удовлетворяют необходимым условиям корректного изохронного датирования. Сейчас нами проведено датирование пород по циркону U-Pb методом. Циркон был выделен из обр. 145/2-01 (описание обнажения 145 приведено выше, макроизображение породы дано на рис. 3, микроизображение — на рис. 4). Из образца было выделено большое количество кристаллов циркона (преимущественно 100—300 мкм) светло-желтого цвета и их обломков. Тридцать семь кристаллов помещены в эпоксидную матрицу, и для них получен полный набор изображений: оптических, катодолюминесцентных (CL) и в отраженных электронах (BSE). Цирконы характеризуются призматическим габитусом и типичной для гранитоидов контрастной осцилляционной зональностью (рис. 5). Заметные на изображениях ядра или оболочки отсутствуют. В кристаллах часты расплавные, реже минеральные включения. В целом цирконы этой пробы характеризуются относительно низкими концентрациями U и Th (табл. 1), за исключением одного кристалла (7.1, второй справа на рис. 5), в котором отмечены нетипично высокие концентрации U (356 ppm) и Th (622 ppm). Некоторые кристаллы обладают более тонкой осцилляционной зональностью, более светлыми тонами на CL изображениях (правый кристалл на рис. 5) и наиболее низкими концентрациями U и Th (см. табл. 1).

Концентрации изотопов U, Pb и Th были измерены в 11 точках, принадлежащих 11 кристаллам, на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (см. табл. 1). Пробоподготовка и изотопные измерения проводились по стандартным методикам, изложенным в [Williams, 1998]. Редукция данных, расчет возраста и построение графика конкордии проводились посредством программ Squid и Isoplot [Ludwig, 2001, 2003]. Все 11 анализов указывают на верхнерифейский возраст крис-

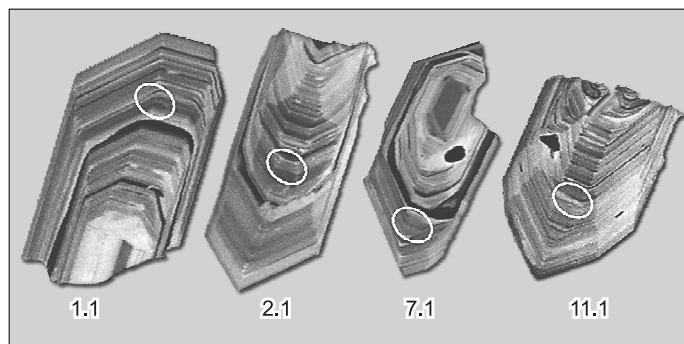
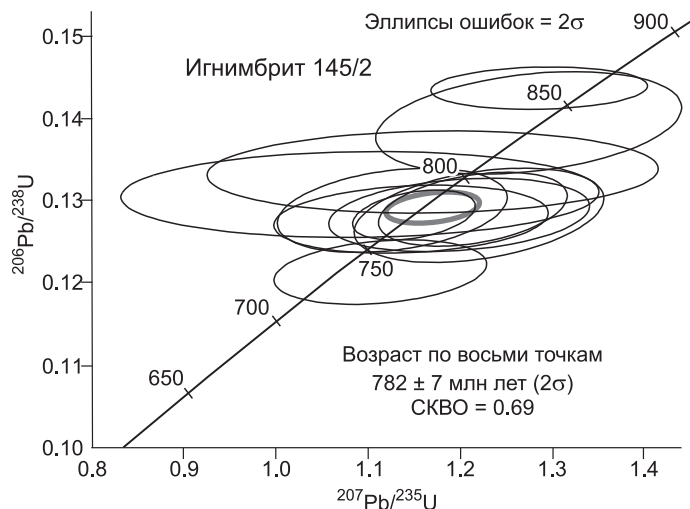


Рис. 5. Катодолюминесцентные изображения типичных кристаллов проанализированного циркона.

Овалами показаны аналитические кратеры, цифры — их номера, соответствующие табл. 1. Размер кратера около 35 мкм по длинной оси.

Рис. 6. U-Pb изотопная диаграмма с конкордией, иллюстрирующая результаты изотопного анализа циркона.

таллизации циркона в интервале 750—850 млн лет. Восемь анализов из этого числа образуют конкордантный кластер с возрастом 782 ± 7 млн лет (2σ), СКВО 0.69 (рис. 6). Три анализа (3.1., 9.1., 7.1.) не включены в этот расчет. Кристалл с точкой 3.1, возможно, содержит унаследованную компоненту, более молодой результат (точка 9.1) указывает на вероятность потерь свинца. Кристалл с точкой 7.1 мы считаем чуждым проанализированной популяции цирконов. Он отличается необычно высоким Th/U отношением (см. табл. 1) и явно кристаллизовался из магмы иного состава, чем остальные зерна. Данный кристалл либо является ксеногенным, либо представляет собой результат лабораторного загрязнения.



Прецизионное изотопное датирование зональных цирконов молодых игнимбритов показало, что кристаллизация циркона в магматическом очаге начинается не более чем за несколько сотен тысяч лет до момента извержения [Reid, 2008]. Соответственно, полученное нами значение возраста (782 ± 7 млн лет) мы можем рассматривать как время извержения игнимбритов. Приведенные результаты U-Pb изотопного анализа цирконов являются вполне надежными и позволяют окончательно закрыть дискуссию о возрасте сархойской серии: они не оставляют никаких шансов на то, что она может оказаться палеозойской. Этот вывод важен для понимания тектоники юго-западного складчатого обрамления Сибирской платформы, так как многие геологи до настоящего времени поддерживают мнение об ордовикском возрасте сархойской серии. Одним из последних примеров является статья, в которой рассматриваются вулканиты Дзабханской серии одноименного микроконтинента [Levashova et al., 2010]. В этой работе приводятся многочисленные доводы для обоснования корреляции дзабханской серии с аналогичными породами докембрийских массивов Казахстана, и ни слова не сказано о сархойской серии, которая является прямым аналогом дзабханских вулканитов и лежит на их простирации. Дзабханская серия имеет с сархойской сходное строение: вулканиты основного состава в нижней части, дациты и риолиты (преимущественно игнимбриты натровой специализации) — в верхней. Для кислых вулканитов определен возраст, сходный с тем, что получен нами. Для риолита из верхней части разреза вулканитов приведены аналитические данные по 13 зернам циркона (LA ICP-MS), из которых шесть анализов образуют конкордантный кластер с параметрами 773.5 ± 3.6 млн лет. Для другого образца (состав пород не указан), отобранного из нижней части разреза кислых вулканитов, приведены данные анализа пяти кристаллов, из которых три анализа дают конкордантный кластер с возрастом 803.4 ± 8.0 млн лет [Levashova et al., 2010]. В этой же статье приведена ссылка на неопубликованную датировку цирконов (SHRIMP) из верхней части разреза дзабханской серии: 777 ± 6 млн лет. В целом авторы считают, что возраст вулканитов лежит в интервале 805—770 млн лет. Эту оценку мы считаем возможным распространить также на возрастную рамки магматизма сархойской серии.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ

Вулканиты сархойской серии включают все разновидности от базальтов до риолитов (48—80 % SiO_2). Представительные анализы приведены в табл. 2 [Кузьмичев, 2004, табл. 6.1, 6.2]. Среди проанализированных образцов присутствуют как богатые фенокристами разновидности, так и породы, состоявшие преимущественно из стекла; темноцветные минералы во всех просмотренных шлифах полностью замещены вторичными продуктами. Первоначально стекловатый матрикс пород подвергся существенным вторичным изменениям. Эти факторы, вероятно, сказались на химическом составе пород.

Преобладающая часть вулканитов представлена умеренно- и низкокальциевыми породами. По соотношению магния и железа большая часть анализов попадает в поле пород известково-щелочной серии. Как видно на вариационных диаграммах [Кузьмичев, 2004, с. 77], концентрации породообразующих элементов закономерно изменяются с ростом кремнекислотности. Существенный разброс вызван присутствием переменного количества фенокристов в проанализированных породах и вторичными изменениями пород. Наименее закономерные вариации обнаруживают концентрации K, Na, Sr, Ba, Pb. Перераспределение этих элементов между закаленной частью риолитового потока, девитрифицированной

Таблица 2.

Химический состав вулканических пород сархойской серии

Компонент	Гр-фир	Зеленокаменная толща					Игнимбритовая толща				Сумсукурский комплекс	
	144/2	168/2	167/1	160/1	163/2	169/1	123/2	138/3	145/2	165/12	1032/2	1042/1
SiO ₂ , мас. %	73.88	47.04	58.66	65.63	69.59	72.62	74.4	74.74	79.22	74.15	70.24	68.00
TiO ₂	0.16	0.83	1.13	0.98	0.45	0.38	0.48	0.62	0.32	0.45	0.31	0.35
Al ₂ O ₃	13.3	15.95	15.88	15.43	15.49	15.38	14.92	12.37	10.74	13.63	15.19	16.01
Fe ₂ O ₃	2.4*	10.06*	10.55*	5.26*	3.61*	2.25*	2.18*	3.98*	2.15*	2.83*	0.74	2.18
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.67	2.33
MnO	0.13	0.17	0.15	0.14	0.12	0.12	0.14	0.15	0.13	0.12	0.06	0.06
MgO	0.08	11.44	4	1.86	0.95	0.05	0.52	0.65	0.2	0.23	0.95	0.75
CaO	0.65	6.63	1.52	3.16	1.18	0.84	0.49	0.82	1.31	1.57	2.87	4.00
Na ₂ O ₃	3.03	2.6	2.67	4.44	4.4	6.69	3.15	5.5	2.95	4.8	4.52	4.75
K ₂ O	5.06	0.03	1.7	1.02	1.96	0.46	1.8	0.11	1.2	1.03	2.37	1.47
P ₂ O ₅	0.03	0.31	0.33	0.23	0.09	0.06	0.09	0.12	0.04	0.1	0.07	0.10
П.п.п.	1.28	5.17	3.56	1.89	2.19	1.15	1.87	0.91	1.74	1.1	1.92	1.53
Сумма	100.00	100.23	100.15	100.04	100.03	100	100.04	99.97	100	100.01	99.4	99.48
Sc, г/т	5.59	31.7	17.3	13.8	5.7	2.87	15.8	11.9	5.3	8.36	4.2	5.4
V	2.05	239	172	77.1	35.0	3.87	18.0	35.7	16.5	27.4	30.1	36.0
Cr	13.8	703	9.75	21.4	12.5	11.6	19.4	21.3	16.4	29.7	20.1	14.6
Ni	8.73	175	6.81	8.3	4.5	8.63	8.5	12.3	10	14	12.6	15.2
Ga	16.6	13.4	15.9	15.2	14.9	13.2	20.6	10.6	11.3	15.8	14.6	16.4
Rb	109	0.25	44	14.5	49.2	10.4	33.8	0.755	24.7	20.1	37.9	18.9
Sr	47.1	708	101	371	227	130	154	72.8	136	496	383	529
Y	34.5	17.1	21.1	34.2	13.8	24.7	57.7	30.5	21.3	31.8	9.6	11.2
Zr	338	82.3	119	223	174	220	275	146	137	174	77.9	85.0
Nb	23.6	5.3	5.91	8.0	7.2	9.71	8.6	3.62	6.7	8.14	6.0	5.9
Ba	112	34.5	747	400	626	224	690	114	375	513	1313	1038
La	72.5	37.8	24.1	24.5	28.7	38.2	36.3	20.6	26.8	28	19.5	22.3
Ce	119	79.6	56.1	54.9	55.7	101	81.0	41.5	49.1	61.5	35.0	42.2
Pr	13.6	9.4	7.69	6.7	6.0	9.36	10.5	5.23	5.95	7.58	3.6	4.7
Nd	49.9	39.5	31.9	28.5	21.9	33	44.4	23	22.3	28	12.8	17.1
Sm	9.93	7.6	6.94	6.2	3.9	8.63	10.6	6.29	4.58	6.6	2.3	2.9
Eu	0.32	2.0	1.95	1.8	1.0	2.06	3.2	1.75	0.991	1.79	0.6	0.8
Gd	7.73	6.3	6.29	6.9	3.5	6.99	11.4	5.84	4.25	6.63	2.2	2.8
Tb	1.32	0.80	0.914	1.1	0.50	1.11	1.8	1.08	0.663	1.1	0.33	0.40
Dy	7.47	3.9	5.08	6.6	2.8	5.49	10.6	6.24	4.29	5.99	1.7	2.2
Ho	1.67	0.72	1.03	1.3	0.55	1.33	2.3	1.48	0.97	1.48	0.37	0.46
Er	4.25	2.0	2.84	4.1	1.7	3.84	6.8	3.74	2.6	4.37	1.1	1.3
Tm	0.60	0.26	0.383	0.59	0.24	0.45	0.97	0.484	0.386	0.597	0.17	0.19
Yb	4.57	1.6	2.57	3.9	1.7	3.44	6.5	3.58	3.02	4.03	1.1	1.3
Lu	0.63	0.23	0.37	0.59	0.26	0.56	1.02	0.504	0.41	0.668	0.18	0.19
Hf	8.37	2.4	3.16	6.1	4.6	5.29	7.8	3.69	3.78	4.76	2.7	2.6
Ta	1.86	0.37	0.327	0.60	0.67	0.66	0.68	0.279	0.557	0.523	0.86	0.71
Pb	18.6	12.4	6.42	6.6	40.7	4.11	4.7	6.94	9.93	8.45	22.6	7.3
Th	19.1	6.9	2.47	4.0	4.6	7.01	4.9	1.99	5.64	4.93	5.9	3.1
U	4.79	1.3	1.05	0.90	0.94	1.22	1.2	0.357	1.09	1.12	0.61	0.37
Sr/Y	1.37	41.30	4.79	10.84	16.41	5.26	2.67	2.39	6.38	15.60	40.01	47.23

Примечание. Силикатный анализ сархойских вулкаников выполнен методом РФА в ОИГТМ (г. Новосибирск), сумсукурских тоналитов методом «мокрой химии» в ИЗК РАН (г. Иркутск). Анализ малых элементов — методом ICP-MS в ИМГРЭ (г. Москва) (№ 144/2; 167/1; 169/1; 138/3; 145/2; 165/12) и ИПТМ РАН (г. Черноголовка) (№ 168/2; 160/1; 163/2; 123/2; 1032/2; 1042/1).

123/2 — риолит, вкрапленники Pl в слабокристаллизованном базисе; 138/3 — игнимбриит, вкрапленники Pl, редко разложенной Hb, андезита и дацита (?); 144/2 — «гранофир», вкрапленники красного Fs в красном хлопьевидном Q-Fs матриксе; 145/2 — игнимбриит (см. описание в тесте); 160/1 — дацит, вкрапленники Pl в матриксе, переполненном микролитами; 163/2 — дацит, вкрапленники Pl в Q-Pl агрегате; 165/12 — экструзия (?) Q-порфира; 167/1 — андезит, вкрапленники Pl в железненном матриксе с мелкими микролитами и выделениями Q; 168/2 — базальт, мелкие вкрапленники замещенного оливина (?) в измененном матриксе, содержащем включения эпидота и рудного минерала; 169/1 — риолит, вкрапленники Pl в раскристаллизованном Q-Pl агрегате; 1032/2 и 1042/1 — тоналиты, полнокристаллический агрегат Hb-Q-Pl. (Pl — плагиоклаз, Q — кварц, Hb — роговая обманка, Fs — щелочной полевой шпат).

* Общее железо в форме Fe_2O_3

внутренней частью и гидратированным (перлитизированным) стеклом на конкретном примере показано в работе [Zielinski et al., 1977]. Очевидно, что от сархойских вулканитов, измененных значительно сильнее, следует ожидать еще больших вариаций, вызванных вторичными процессами.

Выделяются три обособленные группы вулканитов: 1) гранофиры с калиевой специализацией (SiO_2 — 73—75 %; K_2O — 4—5 %; Na_2O — 3—4 %), 2) дифференцированные от базальтов до риолитов породы зеленокаменной толщи (K_2O — до 2 %; Na_2O — 2—7 %) и 3) риолитовые игнимбрииты одноименной толщи ($Na_2O > K_2O$). Обращает на себя внимание высокая концентрация Na_2O , достигающая в некоторых игнимбриитах 7.3 %, что, возможно, объясняется перераспределением Na либо в магматическом очаге [Rittmann, 1974], либо внутри пеплового потока.

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в вулканитах типично для известково-щелочных магматических серий (рис. 7). Общими чертами большинства анализов являются умеренное обогащение легкими РЗЭ, незначительная европиевая аномалия и сравнительно слабо дифференцированные средние и тяжелые РЗЭ. Такие черты присущи дифференциатам «влажных» надсубдукционных магм, находящихся в равновесии с амфиболом [Bachmann, Bergants, 2008a]. Вместе с тем в распределении РЗЭ пород разных толщ наблюдаются некоторые различия.

В наибольшей степени РЗЭ дифференцированы в вулканитах зеленокаменной толщи. Отношение Ce/Yb в них составляет в типичном случае 22—33. Единственный анализ базальта демонстрирует наибольшую степень дифференцированности во всей выборке ($Ce/Yb = 49.3$). В игнимбриитах это отношение составляет 12—16, причем концентрации легких РЗЭ остаются на том же уровне, что и в породах зеленокаменной толщи, но концентрации тяжелых РЗЭ увеличиваются. Та же тенденция сохраняется и в степени дифференциации средних—тяжелых РЗЭ. В наибольшей степени они дифференцированы у базальта, в меньшей — у других пород зеленокаменной толщи, и еще менее — в игнимбриитах. Эти закономерные изменения в распределении РЗЭ при повышении кремнекислотности могут быть объясне-

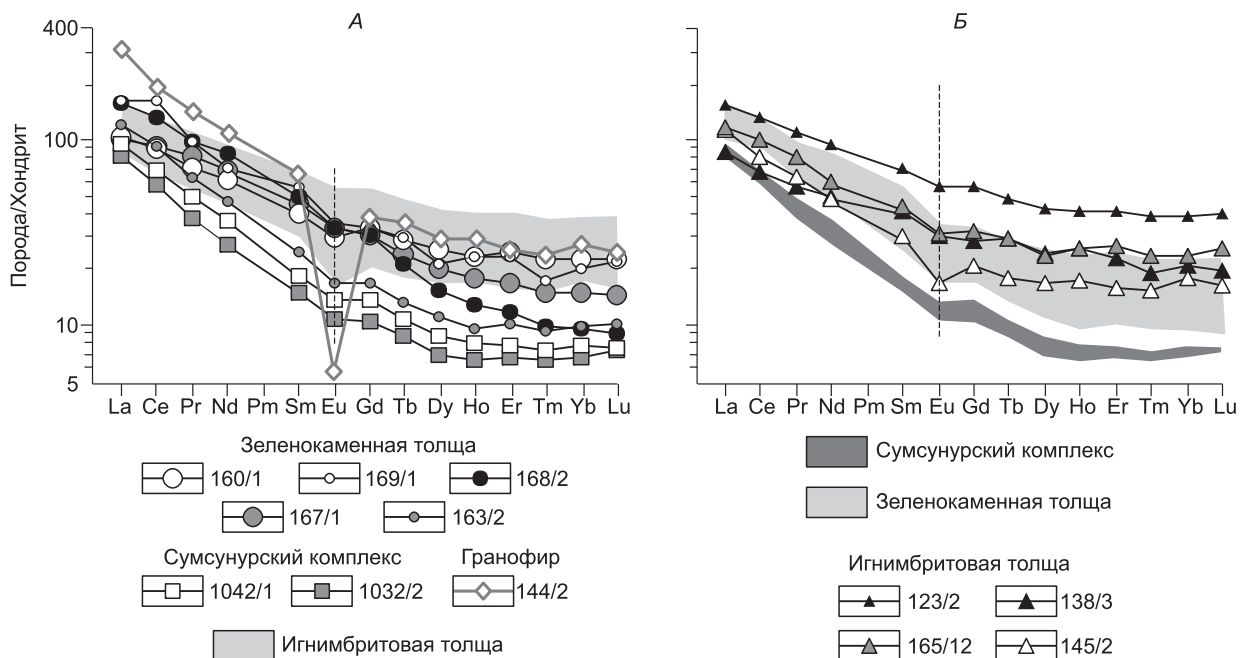


Рис. 7. Распределение редкоземельных элементов в вулканитах сархойской серии.

A — зеленокаменная и гранофировая толщи, B — игнимбриитовая толща. Для сопоставления приведены данные для тоналитов Гарганского массива сумсунурского комплекса — возможных плутонических коагматов. Концентрации РЗЭ нормированы на состав хондрита [Sun, McDonough, 1989].

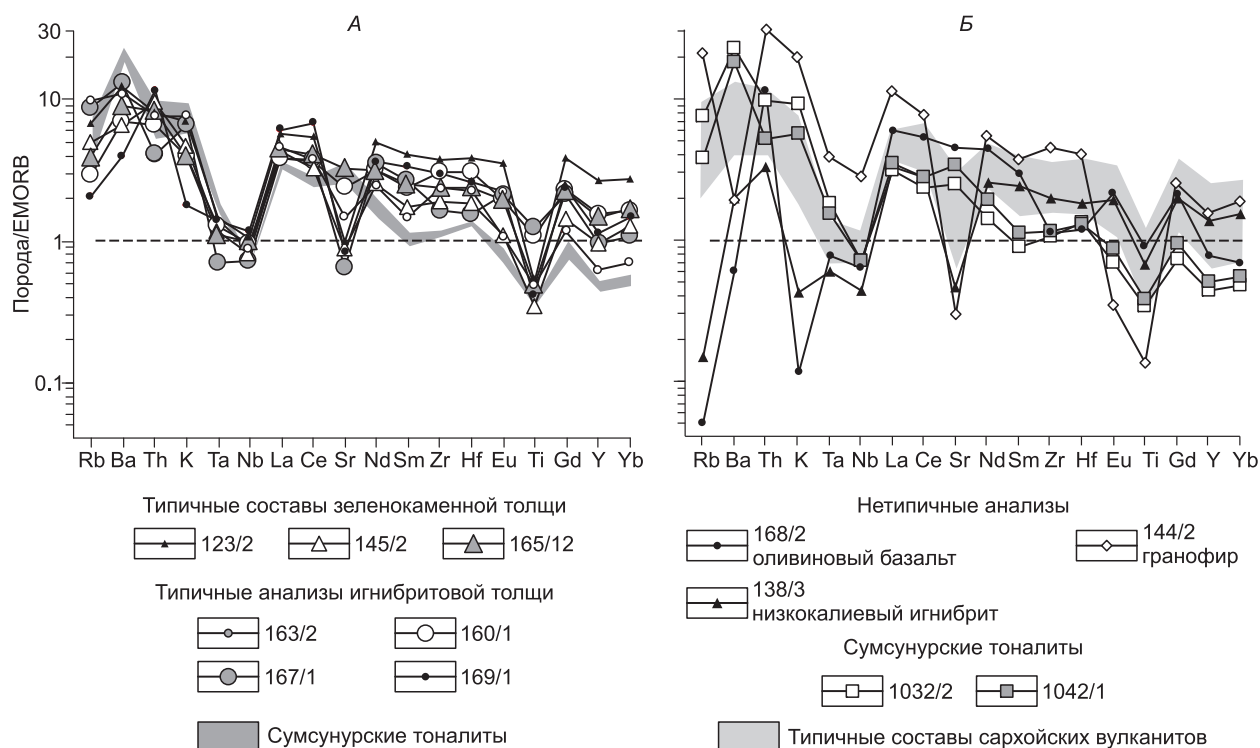


Рис. 8. Распределение малых несовместимых элементов в вулканитах сархойской серии.

A — типичные составы пород зеленокаменной и игнибритовой толщ; *B* — нетипичные анализы, гранодифир и сумсунурские тоналиты. Концентрации нормированы на состав EMORB [Sun, McDonough, 1989].

ны суммарным эффектом кристаллизации и удаления из расплава плагиоклаза и амфибола. При удалении кумулятивного плагиоклаза в расплаве растет концентрация всех РЗЭ, тяжелых — в большей степени; появляется отрицательная Eu-аномалия. При сепарации амфибола в расплаве уменьшается концентрация средних РЗЭ, в меньшей степени — тяжелых РЗЭ [Hanson, 1980].

Распределения малых несовместимых элементов проиллюстрировано мультиэлементными диаграммами (рис. 8). Учитывая, что сархойские породы обогащены легкими РЗЭ, концентрации нормированы на состав EMORB. Большинство имеющихся анализов демонстрируют похожие графики, общими чертами которых являются отчетливые отрицательные аномалии Ta и Nb, а также Ti. Некоторые анализы (например андезит 167/1) характеризуется также заметной отрицательной аномалией Zr и Hf. Предполагается, что низкие концентрации перечисленных элементов являются следствием присутствия концентрирующих их тугоплавких минеральных фаз в рестите. Эти черты обычно рассматриваются как признак надсубдукционных расплавов. Им соответствуют высокие отношения Th/Nb, Ce/Nb, Th/Ta и пр., обычно используемые при построении дискриминационных диаграмм. Отрицательные аномалии Sr, наблюдающиеся во всех типах вулканитов, свидетельствуют об участии плагиоклаза в кристаллизационной дифференциации.

Два анализа сархойских вулканитов обладают нетипичным составом малых элементов. Это оливиновый базальт 618/3 и полностью спеченный лавоподобный игнибрит 138/3 с обильными фенокристаллами плагиоклаза и обломками андезита. Главное их отличие от типичных составов заключается в низких концентрациях щелочных элементов и бария, что, возможно, связано с вторичными изменениями (см. рис. 8).

Гранодифиры имеют специфические геохимические черты и, вероятно, не связаны генетически с остальными вулканическими породами. Они отличаются калиевой специализацией, относительно высокой концентрацией REE, Nb, Zr и Rb, отрицательными аномалиями Sr, Ba и весьма интенсивной отрицательной европиевой аномалией. Подобные характеристики считаются типичными для кислых дифференциатов сухих горячих расплавов, в которых кристаллизуются оливин, пироксен и полевои шпат и не кристаллизуется амфибол [Bachmann, Bergantz, 2008a].

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА МАГМАТИЗМА

Первоначально вулканы сархойской серии описывались как бимодальная базальт-риолитовая ассоциация, и ее происхождение связывали с рифтогенезом [Ильин, 1982]. Такая точка зрения была, по-видимому, обусловлена полевой интерпретацией: зеленоцветные породы идентифицировались как базальты, красноцветные — как риолиты и дациты. Вулканы дзабханской серии также характеризуют как бимодальную ассоциацию [Levashova et al., 2010]. Предполагается, что нижняя часть серии сложена базальтами, верхняя — кислыми вулканидами, сходными с породами игнимбритовой толщи ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$). Бимодальность серии обоснована лишь несколькими химическими анализами.

Более детальные исследования показали, что вулканы сархойской и дзабханской серий включают все разновидности от базальта до риолита. На этом основании был сделан вывод о том, что вулканические породы формировались в обстановке активной континентальной окраины [Конников и др., 1994] или в островодужной обстановке [Кузьмичев, 1990б; Постников и др., 1995]. В последней работе на основании фациальных различий выделенных литокомплексов был намечен латеральный ряд: островная дуга — задуговой бассейн [Постников и др., 1995, с. 74]. В настоящее время имеется гораздо больше данных, позволяющих дать обоснованную интерпретацию сархойского магматизма.

Как было показано выше, среди вулканитов зеленокаменной толщи сархойской серии преобладают андезиты и дациты, а в целом толща включает непрерывный ряд пород от базальта до риолита. Эти вариации состава явно отражают процессы кристаллизационной дифференциации. Подобные серии с преобладанием андезитов и дацитов практически всегда связывают с надсубдукционным магматизмом. Обсуждавшееся выше распределение редкоземельных и малых элементов согласуются с таким предположением.

Происхождение вулканических пород игнимбритовой толщи следует рассматривать в одном ряду с происхождением крупных провинций кислого вулканизма. Геохимические характеристики кислых пород не могут служить однозначным критерием для понимания петрологических процессов, ответственных за генерацию больших объемов кислых расплавов. Это утверждение можно проиллюстрировать примером детально изученных третичных игнимбритов провинции Сьерра Мадре Оксидентал (Мексика). Существуют несколько точек зрения на происхождение этих пород. 1. Кислые игнимбриды рассматриваются как результат фракционной кристаллизации базальтовой магмы в закрытой системе [Cameron et al., 1980]. Этот вывод основан на непрерывных трендах геохимических вариаций, моделировании распределения редкоземельных элементов, изучении состава фенокристов и подтвержден изотопией Sr, свидетельствующей об изотопно однородном источнике пород разной кремнекислотности. 2. Позднее было обосновано показано, что контаминация коровым веществом дифференциатов базальтовой магмы могла достигать 70 % [Albrecht, Goldstein, 2000]. 3. Еще позже игнимбридовый вулканизм в этой провинции стали связывать с анатексисом коры [Ferari et al., 2002]. Аргументация, приведенная в последней цитированной работе, следующая. Гигантский объем дацитово-риолитовой магмы предполагает дифференциацию, как минимум, впятеро большего объема магмы основного состава [Cameron et al., 1980], что авторам кажется малореальным. С другой стороны, присутствие такой объемной магматической камеры с неизбежностью приведет к частичному плавлению вмещающих пород. Этот процесс в деталях рассмотрен в работах [Huppert, Spark, 1988; Bryan et al., 2002]. Модель Хупперта и Спарка подтверждается типичной последовательностью проявлений вулканизма, в которой начальные извержения базальтовой или андезитовой магмы сменяются мощными вспышками кислого игнимбритового вулканизма [Wark et al., 1990], что очень напоминает последовательность в сархойской и дзабханской сериях. Ранние излияния базальтовой магмы или ее дифференциатов объясняют холодным и хрупким состоянием коры, которая может быть рассечена разломами на полную мощность. Одновременно магма внедряется в виде силлов вдоль подходящих плотностных или реологических разделов. При дальнейшем развитии этого процесса формируется протяженный слой горячей и, следовательно, вязкой коры, который будет служить ловушкой для дополнительных порций базальтовой магмы, что приводит к плавлению корового материала, возникновению расслоенной магматической камеры и последующим извержениям кислой магмы.

Таким образом, базальты, андезиты и дациты зеленокаменной толщи являются, вероятно, прямыми продуктами эволюции надсубдукционной магмы, включающей ее дифференциацию и, возможно, ассимиляцию корового вещества. От первичной магмы они наследуют низкие концентрации Ti и высокие значения Th/Nb и Ce/Nb. В процессе генерации большого объема риолитовых игнимбритов сравнительно однородного состава, скорее всего, участвовали процессы плавления корового источника, которым могли быть тоналитовые гнейсы раннедокембрийского фундамента, обнаженные на простирании в пределах Гарганской глыбы, что определило натровую специализацию пород. Процесс включал гомогенизацию расплава в коровом очаге и фракционную кристаллизацию с сепарацией амфибола и плагиоклаза. Калиевые игнимбриды гранофировой толщи, также однородные по составу, близкому к гранитной эвтектике, предполагают иной процесс. Высокие концентрации R3Э, интенсивные отрицательные аномалии Eu и Sr и чрезвычайно однородный химический состав свидетельствуют о длительной эволюции

Таблица 3. Результаты Rb-Sr изотопного анализа вулканитов сархойской серии [Буякайте и др., 1989].
Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ рассчитано на возраст 782 ± 7 млн лет

№ образца	Rb,	Sr,	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$	±
	г/г					
1057/3	36.9	501.5	0.2129	0.70653	0.70415	± 0.00003
1073/1	14.9	136.1	0.3173	0.70719	0.70365	± 0.00003
1070/2	26.13	162.6	0.465	0.70945	0.70426	± 0.00006
1048/2	44.9	147.0	0.8839	0.71344	0.70357	± 0.00009
1070/1	45.7	115.6	1.1432	0.71441	0.70165	± 0.00014
1079/1	98.8	214.2	1.3356	0.7170	0.70209	± 0.00016
1143/1	102.0	50.89	5.8303	0.76366	0.69856	± 0.0007

Примечание. Ошибка, указанная для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$, учитывает погрешность измерения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm 2\%$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 0.0001$ и ошибку определения возраста ± 7 млн лет.

1048/2, 1070/1 — полностью спеченные перекристаллизованные игнимбриты риолитового состава с вкрапленниками кварца и разложенного плагиоклаза (менее 10 %); единичные ксеногенные обломки. 1079/1 — поток дацита с вкрапленниками (15 %) разложенного плагиоклаза и редкими вкрапленниками амфибола, замещенного агрегатом вторичных минералов. 1073/1 — игнимбрит риодацитового состава с вкрапленниками плагиоклаза (более 25 %), редкими вкрапленниками кварца и многочисленными ксеногенными обломками разнообразных вулканитов. 1057/3 — туф смешанного состава с обломками андезитов, дацитов, кристаллов плагиоклаза в сильно ожелезненном матриксе. 1070/2 — игнимбрит с большим количеством ксеногенного материала. 1143/1 — гранофир. Химический состав пород см. в [Кузьмичев, 2004].

относительно сухого расплава в обособленном магматическом очаге. Выводы о существенно коровом источнике кислых вулканитов, преобладающих в составе сархойской серии, подтверждаются изотопными данными.

Опубликованы результаты изотопного анализа Nd двух образцов сархойских вулканитов. Для дацита 1079/1-87 (см. табл. 3) параметр ϵ_{Nd} , рассчитанный на 800 млн лет, составил -1.4 , $T(\text{DM})$ — 1623 млн лет; для андезита 167/1-01 (см. табл. 2) ϵ_{Nd} (800 млн лет) оказался равным -5.5 , $T(\text{DM}) = 2018$ млн лет [Вещева и др., 2008]. Независимые данные В.П. Ковач (устное сообщение) по результатам изотопного анализа трех образцов кислых вулканитов сархойской серии подтверждают данные о резко отрицательных значениях ϵ_{Nd} и о раннедокембрийском модельном возрасте источника. Изотопный состав Sr в семи образцах вулканитов был нами определен ранее с целью датирования сархойской серии Rb-Sr изохронным методом [Буякайте и др., 1989; Кузьмичев, 2004]. Так как сейчас возраст пород определен независимым методом (см. ниже), мы имеем возможность рассчитать первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих породах (см. табл. 3). Как видно, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ сильно различается в разных образцах, достигая неправдоподобно низких значений в некоторых из них. Это свидетельствует о нарушении системы Rb-Sr изотопной системы. Так как значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ связано обратной зависимостью с концентрацией Rb, то можно предполагать, что этот элемент мог быть вынесен из пород, что в наибольшей степени сказалось на образцах с его максимальной концентрацией. Наиболее реалистичными кажутся оценки $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ в верхних четырех строках табл. 3, лежащие в диапазоне 0.70357 — 0.70426 и отвечающие образцам с наименьшей концентрацией Rb. Хотя изотопная система в этих образцах также могла быть нарушенной, данные о столь низком инициальном отношении изотопов стронция представляются интересными, и для их заверки следует осуществить изотопный анализ апатита, который практически не содержит рубидия и не требует введения поправки на радиогенный стронций.

Таким образом, существенная доля раннедокембрийского корового вещества в источнике расплава сархойских кислых вулканитов однозначно доказывается изотопным составом Nd. Судя по отношению изотопов стронция, этот источник характеризовался низкой концентрацией рубидия и, вероятно, представлял собой низкокальциевую породу.

Обстановка формирования игнимбритов, в составе которых участвует значительная доля корового материала, требует дополнительного обсуждения. Условия, необходимые для масштабной реализации процесса плавления коровых пород, вызванного внедрением базальтовой магмы, могут быть связаны с двумя главными геодинамическими обстановками: 1) внутриплитным магматизмом, который ассоциируется с рифтогенезом и расколом континентов и 2) надсубдукционным растяжением [Bryan et al., 2002]. В первом случае ожидаемыми будут сухие высокотемпературные кислые расплавы, которые образуют обособленный верхний слой в магматическом очаге, не смешивающийся с подстилающей базальтовой магмой [Huppert, Spark, 1988]. Это выражается в бимодальном составе продуктов извержений. В надсубдукционной обстановке будет ожидаемым более водонасыщенный первичный базальтовый расплав, подверженный дифференциации и способный смешиваться с продуктами анатексиса. Это приведет к обособлению менее горячей и более водонасыщенной кислой магмы в верхней части камеры [Bachmann,

Bergantz, 2008a]. Присутствие дифференцированных вулканитов и явное участие амфибола в процессе их эволюции свидетельствуют в пользу того, что сархойские магмы получены вторым способом.

Приведенный выше обзор, а также обширная литература по магматизму Центральной Вулканической зоны Анд [Mamani et al., 2010] позволяют без особых сомнений отнести сархойский вулканизм к проявлениям надсубдукционного магматизма в активной континентальной окраине андийского типа. Сархойские вулканиты имеют очевидное сходство с вулканическими ассоциациями активных континентальных окраин (преобладание наземных кислых игнимбрифов, ассоциирующих с подчиненными объемами андезитов). В большинстве случаев считается, что подобный магматизм, как и в случае бимодальных ассоциаций, протекал в обстановке растяжения. Приведенные ниже результаты датирования сархойских вулканитов и общая тектоническая зональность Тувино-Монгольского массива [Кузьмичев, 2004] подтверждают интерпретацию сархойского вулканического пояса как комплекса неопротерозойской активной окраины.

ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМАГМАТЫ САРХОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ

Считается, что извержения больших объемов кислой магмы, продуцирующие формирование игнимбрифов, практически всегда сопровождаются кальдерным проседанием [Ross, Smith, 1961; Lipman, 1997; Lindsay, 2001]. Эти проседания демонстрируют зримый результат дренажа магматического очага, залегавшего на некоторой глубине под игнимбритовой кальдерой. Очевидно, что магматический очаг не может излиться полностью. Считается, что объем магмы, заключенной в неизлившейся части очага и застывшей в виде табулярной интрузии, существенно превышает объем изверженной на поверхность магмы [Bachmann, Bergantz, 2008b]. Большой объем вулканитов сархойской и дзабханской серий, представленных преимущественно кислой пирокластикой, заставляет ожидать присутствия под вулканическими толщами Тувино-Монгольского и Дзабханского массивов комагматических гранитных или диорит-гранитных батолитов существенно большего объема.

Единственный комплекс гранитоидов сходного возраста (785 ± 11 млн лет) представлен сумсунурскими тоналитами-трондьемитами, вскрытыми в Гарганской глыбе (см. рис. 1) [Кузьмичев, 2004]. Главная общая черта обоих комплексов — преобладание оксида натрия над оксидом калия (см. табл. 2). Породы сумсунурского комплекса имеют однородный состав и по концентрациям породообразующих и малых элементов сходны с дацитами сархойской серии. Многочисленные дайки кислых пород, генетически связанные с плутонами сумсунурского комплекса, густо пронизывают вмещающие породы [Кузьмичев, 2004]. Они могли являться подводящими каналами вулканических аппаратов.

Однако породы сумсунурского и сархойского комплексов имеют также и черты различия. Породы первого комплекса сложены преимущественно тоналитами, и среди них почти отсутствуют аналоги риолитовых игнимбрифов, которые слагают главный объем вулканического комплекса (см. табл. 2). Сумсунурские тоналиты характеризуются более низкими концентрациями всех редкоземельных элементов (рис. 7). Кроме того, они в большей степени деплетированы тяжелыми редкими землями, Y и Zr и обогащены Sr и Ba. Соответственно, они имеют существенно большее значение Sr/Y (см. табл. 2, рис. 7, 8). Отношение Sr/Y в кислых породах рассматривается как принципиальный параметр, указывающий на присутствие или отсутствие граната в источнике и на разную глубину магмогенерации [Drummond et al., 1996].

Различия комагматических плутонических и вулканических пород являются предсказуемыми и отмечаются многими исследователями (см. обзор в [Bachmann et al., 2007]). В типичном случае плутонические и вулканические породы отличаются следующими параметрами: 1) первые в целом обычно менее кремнекислотные, чем их изверженные аналоги, и демонстрируют большие диапазоны кремнекислотности; 2) вулканические породы в большей степени деплетированы совместимыми элементами и обогащены несовместимыми; 3) гидратированные минералы (слюды, амфиболы) более обычны для плутонических пород, чем для вулканических; 4) плутонические породы имеют сложную историю становления (многофазное внедрение, образование пегматоидных шлиров, метаморфические реакции), в то время как вулканиты демонстрируют одномоментное состояние магматического очага. По мнению О. Бахмана и его коллег [Bachmann et al., 2007], эти различия в значительной мере могут быть объяснены тем, что вулканические породы преимущественно представляют собой расплав, отжатый от богатой кристаллами кашеобразной массы, которая позднее кристаллизуется в виде плутонической породы. Почти все указанные черты различия и породившие их процессы приложимы и к обсуждаемому саянским комплексам. В частности, повышенные концентрации Sr и Ba в гарганских тоналитах явно указывают на то, что породы обогащены полевым шпатом, причем положительные аномалии Sr в тоналитах комплементарны отрицательным аномалиям Sr в вулканитах (см. рис. 8). Следовательно, высокое отношение Sr/Y в тоналитах, по крайней мере отчасти, обусловлено близповерхностным отделением расплава от равновесной кристаллической фазы и может быть не связано с глубинными процессами генерации первичной магмы. Вывод о комагматичности сумсунурского и сархойского комплексов подтверждается их сходными изо-

топными характеристиками. Первичное отношение изотопов Sr в тоналитах Гарганского массива также сравнительно низкое (0.70458), хотя и превышает этот параметр в сархойских вулканитах. Сумсунурские тоналиты также характеризуются отрицательным значением $\epsilon_{\text{Nd}(0.8)}$ (–13) и раннедокембрийским модельным возрастом источника ($T_{(\text{DM})\text{Nd}} = 2472$ млн лет) [Кузьмичев, 2004].

Таким образом, мы предполагаем, что интрузии, комагматичные сархойским вулканитам, представлены плутонами сумсунурского комплекса. В настоящее время этот комплекс уверенно может быть выделен только в пределах Гарганской глыбы. По-видимому, аналогичные породы широко распространены в пределах Тувино-Монгольского и Дзабханского массивов, но до настоящего времени не идентифицированы, так как принимались за плутоны ордовикского возраста, которые также чрезвычайно обильны на этой территории. Сумсунурский комплекс гранитоидов также считался ордовикским [Авдонцев, 1967], и его рифейский возраст был обоснован сравнительно недавно [Kuzmichev et al., 2001]. Геохронологические исследования, которые проводятся на территории докембрийских массивов Монголии, позволили выявить отдельные гранитные массивы, одновозрастные сархойским (дзабханским) вулканитам. Неопротерозойские субщелочные порфиоровидные гранитоиды обнаружены в пределах Тарбагатайского выступа (см. рис. 1). Их возраст (U-Pb, циркон, TIMS) определен по верхнему пересечению дискордии с конкордией как 779 ± 17 млн лет, а по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для конкордантного циркона из этой же пробы как 774 ± 3 млн лет [Кирнозова и др., 2009]. Близкий возраст получен для зонального плутона габбро-диорит-гранодиорит-гранитного состава в Сонгинском выступе, расположенном на границе Тувино-Монгольского и Дзабханского массивов: 790 ± 3 млн лет (U-Pb, циркон, TIMS) [Ярмолук и др., 2009]. Эти данные подтверждают, что граниты, синхронные сархойским-дзабханским вулканитам, действительно присутствуют на территории Тувино-Монгольского и Дзабханского массивов. В массовом количестве они известны только в северо-восточной части Тувино-Монгольского массива в Гарганской глыбе. На остальной территории их количество, возможно, недооценено из-за слабой геохронологической изученности.

РЕКОНСТРУКЦИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ (800—750 МЛН ЛЕТ) АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Сархойско-Дзабханский вулканический пояс, протягивающийся почти на 1.5 тыс. км, маркирует активную континентальную окраину андийского типа. Западнее этой окраины (в современных координатах) располагается комплекс Окинской аккреционной призмы (см. рис. 1), что определяет полярность субдукции [Kuzmichev et al., 2007]. Субдукция океанической литосферы под окраину континента началась в середине неопротерозоя после коллизии с этой окраиной островной дуги. Это событие делит неопротерозойскую геологическую историю докембрийских массивов юга Сибири на два этапа, которые были определены как раннебайкальский и позднебайкальский [Кузьмичев, 2004]. Возраст коллизионного события определялся по косвенным признакам. Предполагалось, что тоналиты сумсунурского комплекса представляют собой самые первые надсубдукционные выплавки специфического состава в новообразованной активной окраине, и их возраст (785 ± 11 млн лет [Kuzmichev et al., 2001]) принимался как единственный (и довольно слабый) критерий для определения начала этого процесса.

Так как сумсунурские тоналиты оказались одновозрастными и, вероятно, комагматичными рядовым сархойским вулканитам, то их вряд ли можно далее рассматривать как специфический инициальный магматический комплекс. Необходимо искать иные критерии для датирования орогении в середине неопротерозоя. В качестве возрастного репера, позволяющего оценить возраст этого рубежа, могут рассматриваться синметаморфические (синколлизионные) гранитоиды, обнаруженные недавно И.А. Козаковым и его коллегами. В Тарбагатайском выступе возраст ультраметагенных гранитоидов, которые слагают согласные тела в мигматитах, составляет 809 ± 4 млн лет (верхнее пересечение дискордии с конкордией) [Козаков и др., 2009а]. Аналогичный возраст был получен для циркона «синметаморфических субавтохтонных ультраметагенных гранитоидов», локализованных в мигматизированных биотитовых гнейсах Сонгинского выступа, располагающегося на границе Тувино-Монгольского и Дзабханского массивов. Возраст составил 810 ± 2 млн лет (TIMS) [Козаков и др., 2009б]. Таким образом, мы можем предполагать, что коллизия островной дуги и континента, осколки которого представлены в современной структуре в виде Тувино-Монгольского и Дзабханского массивов, осуществилась 810 млн лет назад. Приблизительно с этого времени или на несколько миллионов лет позже начался магматизм в новообразованной активной окраине. Самые молодые датированные магматические породы, которые могут быть связаны с этой окраиной, — это упоминавшиеся выше субщелочные порфиоровидные граниты в Тарбагатайском выступе (774 ± 3 млн лет — [Кирнозова и др., 2009]) и риолиты верхних горизонтов дзабханской серии (773.5 ± 3.6 млн лет — [Levashova et al., 2010]).

Таким образом, зарегистрированная геологическая история сархойской активной окраины охватывает интервал 805—770 млн лет. Западнее этой окраины (в современных координатах) накапливалась

Окинская аккреционная призма, прорванная базитовыми интрузиями, возраст которых составляет 757 ± 16 млн лет (циркон, TIMS [Kuzmichev et al., 2007]). Еще западнее, в пределах Палеоазиатского океана, располагалась автономная Шишхидская островная дуга (800 ± 2.6 млн лет, циркон, SHRIMP [Kuzmichev et al., 2005]). Все перечисленные структуры развивались в относительно узком возрастном интервале, который вряд ли выходил за пределы 805—750 млн лет, т.е. отрезок неопротерозойской истории докембрийских массивов юга Сибири в интервале 750—600 млн лет не представлен в известной нам геологической летописи и нет никаких данных, чтобы судить о том, что происходило здесь в это время.

Не исключено, что Сархойская активная континентальная окраина развивалась в том же режиме и после накопления изученных пород сархойской серии, но проявления магматизма были гораздо менее интенсивными или отсутствовали вовсе. Надсубдукционный магматизм в активных континентальных окраинах не является непрерывным равномерным процессом, но мощные вспышки магматизма вызваны специфическими эпизодами растяжения континентальной литосферы. Эти вспышки связывают с подъемом горячей астеносферной мантии, ее декомпрессионным плавлением и внедрением базальтовой магмы в континентальную кору. Такая последовательность событий, в свою очередь, может быть вызвана разными причинами. Среди них возможны: а) разрыв океанической плиты, субдуцированной под континент, и заполнение образовавшегося зияния астеносферной мантией [Ferrari et al., 2002], б) резкое погружение холодного океанического слэба, в) затягивание зоны океанического спрединга под окраину континента [Frey et al., 2007]. Хотя у нас нет данных для обоснования подобных сценариев в сархойской окраине, этот обзор показывает, что нами охарактеризован лишь один подобный эпизод.

Очевидно, что Тувино-Монгольский и Дзобханский массивы являются фрагментами активной окраины какого-то крупного континента. Идентификация такого континента затрудняется тем, что его краевая часть вместе с надсубдукционным поясом была отчленена от него, и критерии для поисков материнского континента оказались в значительной мере утраченными. Существуют две точки зрения на происхождение докембрийских массивов, расположенных среди палеозойд юга Сибири. По мнению Т.Н. Херасковой и ее коллег [Хераскова и др., 1995, 2010], они принадлежали «Гондванским материкам» — Тариму, Индии или Южно-Китайской платформе. По мнению А.Б. Кузьмичева [2004], эта окраина принадлежала Сибирскому кратону. Обе точки зрения непротиворечивы. В пользу первой свидетельствуют палеомагнитные данные и тот факт, что докембрийские террейны, сходные по строению с Дзобханским, известны также и в Казахстане [Levashova et al., 2010].

Вторая точка зрения основана на том, что на некоторых отрезках в краевой части Сибирской платформы сохранились фрагменты неопротерозойской активной окраины, которые не были отчленены от нее в результате рифтогенеза. В заангарской части Енисейского кряжа к вулканическим надсубдукционным комплексам могут быть отнесены бимодальные ассоциации рыбинской и верхневороговской толщ. Их возраст определен по циркону из кислых вулканитов (SHRIMP) как 780 ± 4 и 753 ± 6 млн лет соответственно [Ножкин и др., 2008, 2009]. В данном случае процессы задугового рифтогенеза в тылу активной окраины западной части Сибирской платформы не привели к формированию океанического бассейна.

В Байкало-Муйском поясе в интервале 815—785 млн лет реконструируется мощное коллизионное событие, выразившееся в метаморфизме пород и совмещении разновозрастных островодужных, океанических и континентальных пластин [Рыцк и др., 2001, 2007]. Это орогеническое событие близко по времени аналогичному событию в Тувино-Монгольском массиве. Как отмечают Е.Ю. Рыцк и его коллеги, «задача согласованной с современным фактическим материалом палеогеодинамической реконструкции Байкальской складчатой области далека от решения» [Рыцк и др., 2007, с. 44]. Авторы, однако, допускают, что после коллизии в середине неопротерозоя Байкало-Муйский ороген мог развиваться в режиме активной континентальной окраины, хотя следует признать, что комплексы, сходные по возрасту и по составу с породами сархойской серии, в этом регионе не описаны. В этом регионе известны разнообразные магматические породы, формировавшиеся в интервале 800—750 млн лет [Рыцк и др., 2007, 2009], их геодинамическая позиция обоснована недостаточно.

Таким образом, на протяжении неопротерозоя реконструируется сходная геологическая история эволюции структур Тувино-Монгольского массива и некоторых отрезков западной и южной окраины Сибирской платформы, что позволяет предполагать, что Сибирский кратон мог являться материнским континентом для докембрийских массивов Южной Сибири и Монголии. Следует признать, что сархойская серия и перекрывающие ее отложения имеют гораздо большее геологическое сходство с аналогичными комплексами некоторых казахстанских блоков докембрия, что не исключает их экзотического происхождения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сархойская серия и ее аналоги слагают протяженный вулканический пояс в Тувино-Монгольском и Дзобханском докембрийских массивах, включенных в состав палеозойд складчатого обрамления юго-западной части Сибирской платформы. Сархойская серия в стратотипической местности расчленена на

четыре толщи, суммарная мощность которых превышает 4 км. Нижняя часть разреза вулканитов сложена породами дифференцированной серии с преобладанием андезитов и дацитов, в верхней части преобладают натровые игнимбриты риолитового состава. Сархойская серия формировалась в обстановке активной континентальной окраины. Сходные комплексы, которые начинаются излияниями андезитовых магм и завершаются массовым игнимбритовым вулканизмом риолитового состава, широко распространены в Центральной вулканической зоне Анд, в Мексике и на прилегающей территории США. Возраст вулканитов из нижней части игнимбритовой толщи определен по цирконам (11 анализов) на ионном микрозонде SHRIMP-II. Восемь анализов образуют конкордантный кластер с возрастом 782 ± 7 млн лет. Это подтверждает сделанные нами ранее выводы о довендском возрасте серии, основанные на геологических наблюдениях. Результаты датирования согласуются с независимыми данными о возрасте дзабханских вулканитов и позволяют полностью закрыть дискуссию о возможном раннепалеозойском возрасте сархойской серии.

Сархойско-Дзабханский неопротерозойский вулканический пояс, сформировавшийся в обстановке активной континентальной окраины, прослежен почти на 1500 км и представляет существенный элемент палеогеографии неопротерозоя. Этот пояс располагался на окраине континента, и к нему примыкала Окинская аккреционная призма. Одновременно в пределах Палеоазиатского океана была активной Шишихидская островная дуга, обращенная к Сархойской окраине тыловой частью. Аналоги перечисленных структур могут быть намечены в пределах Енисейского кряжа и Байкало-Муйского пояса. Это позволяет предложить Сибирский кратон в качестве материнского континента для Тувино-Монгольского и Дзабханского докембрийских блоков, но не исключает и их экзотического происхождения.

Неопротерозойский магматизм в докембрийских массивах юга Сибири все еще остается слабоизученным. Дополнительные исследования, вероятно, выявят в них неизвестные ранее гранитные батолиты, комагматичные вулканитам. В отличие от сархойских игнимбритов, которые обладают рядом специфических особенностей и уверенно картируются, неопротерозойские гранитоиды петрографически мало отличаются от сходных палеозойских пород. Можно надеяться, что новые исследования позволят также обнаружить комплексы пород, которые формировались в период 750—600 млн лет, т.е. в интервал времени, который в настоящее время ничем не представлен в геологической летописи этих массивов. Недостаточно изученной остается и сама сархойская серия. Несмотря на неопротерозойский возраст, ее породы сохранили первичные текстуры, и в стратотипическом районе возможно детальное описание фациальных особенностей разных типов вулканитов и вулканогенно-осадочных пород. Прекрасная обнаженность некоторых участков позволяет охарактеризовать латеральные изменения вулканических фаций, наметить центры извержений и контуры кальдер.

Авторы признательны А.А. Антонову за качественные CL изображения, Д.З. Журавлеву и В.К. Карандашеву за качественные анализы малых элементов, М.И. Буякайте за перерасчет данных Rb-Sr изотопного анализа и обсуждение результатов, А.Э. Изоху и А.А. Постникову за просмотр рукописи и сделанные ценные замечания, позволившие существенно улучшить работу.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдонцев Н.А.** Гранитоиды Гарганской глыбы. Л., Наука, 1967, 99 с.
- Арсентьев В.П., Волколаков Ф.К.** Протерозойские и кембрийские отложения Восточного Саяна // Геология СССР. Т. XXXV. Бурятская АССР. М., 1964, с. 135—147.
- Бутов Ю.П.** Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1996, 151 с.
- Бутов Ю.П., Морозова И.Г.** Находки палеозойской фауны в сархойской свите (Восточный Саян) // Докл. АН СССР, 1982, т. 267, № 1, с. 153—156.
- Буякайте М.И., Кузьмичев А.Б., Соколов Д.Д.** 718 млн лет — Rb-Sr эрохрона сархойской серии Восточного Саяна // Докл. АН СССР, 1989, т. 309, № 1, с. 150—154.
- Вещева С.В., Туркина О.М., Летникова Е.Ф., Ронкин Ю.Л.** Геохимические и Sm-Nd изотопные характеристики неопротерозойских отложений Тувино-Монгольского массива // Докл. РАН, 2008, т. 418, № 4, с. 506—511.
- Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н.** Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Докл. РАН, 1999, т. 369, № 6, с. 795—798.
- Геология** и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск, Наука, 1988, 191 с.
- Добрецов Н.Л.** О покровной тектонике Восточного Саяна // Геотектоника, 1985, № 1, с. 39—50.
- Ильин А.В.** Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии-кембрии. М., Наука, 1982, 114 с.

Ильина Н.С. Геология и генезис боксонских бокситов в Восточных Саянах // Бокситы, их менерация и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 267—281.

Кирнозова Т.И., Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Фугзан М.М. Позднерифейский возраст постколлизийных субщелочных гранитов Тарбагатайского выступа раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. I. СПб., ИГГД РАН, 2009, с. 237—240.

Козаков И.К., Кирнозова Т.И., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Фугзан М.М. Кристаллические комплексы Тарбагатайского выступа раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: геодинамические следствия // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. I. СПб., ИГГД РАН, 2009а, с. 246—249.

Козаков И.К., Анисимова И.В., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Федосеев А.М., Яковлева С.З. Рифейский метаморфический комплекс Сонгинского выступа раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. I. СПб., ИГГД РАН, 2009б, с. 249—251.

Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Склярв Е.В., Хаин Е.В. Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 152—168.

Кузьмичев А.Б. О возможной неорганической природе мшанкоподобных образований сархойской серии Восточного Саяна // Литология и полезные ископаемые, 1990а, № 1, с. 132—135.

Кузьмичев А.Б. Сархойская серия стратотипической местности (стратиграфия, структурное положение, возраст). Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири // Вопросы региональной стратиграфии. Новосибирск, Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1990б, с. 104—123.

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

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Э. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского края как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 666—688.

Ножкин А.Д., Попов Н.В., Дмитриева Н.В., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Салтыкова Т.Е. Рифейский коллизийный и внутриплитный магматизм и эволюция континентальной коры западной окраины Сибирского кратона // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. II. СПб., ИГГД РАН, 2009, с. 60—62.

Постников А.А., Склярв Е.В., Гладкочуб Д.П. Литология и особенности вулканизма дархатской серии (Северная Монголия) // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Тезисы докладов. Т. I. Иркутск, ИЗК СО РАН, 1995, с. 73—74.

Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Переляев В.И., Шалаев В.С. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001, т. 9, № 4, с. 3—15.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника, 2007, № 6, с. 23—51.

Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Богомолов Е.С., Федосеев А.М. Возраст и коровая природа син- и постколлизийных гранитоидов Кичерской зоны (Байкало-Муйский пояс) // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. II. СПб., ИГГД РАН, 2009, с. 137—139.

Терлеев А.А., Постников А.А., Хромых В.Г. Новые данные по палеонтологии и стратиграфии дибинской свиты в стратотипической местности (юго-восточная часть Восточного Саяна) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (1), с. 127—130.

Федотова А.А., Хаин Е.В. Покровное залегание сархойского вулканогенного комплекса в структуре Восточного Саяна // Докл. РАН, 1997, т. 335, № 4, с. 514—519.

Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М., Научный мир, 2002, 176 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 573).

Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г. Тектонические условия формирования венд-среднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Восточного Саяна // Геотектоника, 1992, № 6, с. 18—36.

Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Моссаковский А.А. Позднерифейский окраинно-континентальный пояс Восточной Гондваны // Докл. РАН, 1995, т. 342, № 5, с. 661—664.

Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника, 2010, № 1, с. 5—28.

Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Анисимова И.В., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козловский А.М., Плоткина Ю.В., Яковлева С.З. Оценка возраста офиолитового комплекса в Сонгинском выступе ран-

некаледонского супертеррейна Центральной Азии // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. II. СПб., ИГГД РАН, 2009, с. 294—296.

Albrecht A., Goldstein S.L. Effects of basement composition and age on silicic magmas across an accreted terrane-Precambrian crust boundary, Sierra Madre Occidental, Mexico // *J. South Amer. Earth Sci.*, 2000, v. 13, p. 255—273.

Bachmann O., Bergantz G.W. Rhyolites and their source masses across tectonic setting // *J. Petrol.*, 2008a, v. 49, № 12, p. 2277—2285.

Bachmann O., Bergantz G.W. The magma reservoirs that feed supereruptions // *Elements*, 2008b, v. 4, p. 17—21.

Bachmann O., Miller C.F., de Silva S.L. The volcanic–plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism // *J. Volcanol. Geother. Res.*, 2007, v. 167, p. 1—23.

Branney M.J., Kokelaar P. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites // *Geol. Soc. London Memoirs*, 2002, № 27, 143 p.

Bryan S.E., Riley T.R., Jerram D.A., Stephens C.J., Leat P.T. Silicic volcanism: an undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins / Eds. M.A. Menzies, S.L. Klemperer, C.J. Ebinger, J. Baker // *Volcanic rifted margins*. Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper 362, 2002, p. 99—120.

Cameron M., Bagby W.C., Cameron K.L. Petrogenesis of voluminous mid-Tertiary ignimbrites of the Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico // *Contr. Miner. Petrol.*, 1980, v. 74, p. 271—284.

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

Ferrari L., Lo'pez-Martí'nez M., Rosas-Elguera J. Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: implications for the late subduction history of the Farallon plate // *Tectonics*, 2002, v. 21, № 4, DOI: 10.1029/2001TC001302.

Frey H.M., Lange R.A., Hall C.M., Delgado-Grandos H., Carmichael I.S.E. A Pliocene ignimbrite flare-up along the Tepic-Zacoalco rift: evidence for initial stages of rifting between the Jalisco block (Mexico) and North America // *GSA Bull.*, 2007, v. 119, p. 49—64.

Hanson G.N. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems // *Ann. Rev. Earth Planetary Sci.*, 1980, v. 8, p. 371—406.

Huppert H.E., Sparks R.S.J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // *J. Petrol.*, 1988, v. 29, p. 599—624.

Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. Neoproterozoic (~800 Ma) orogeny in the Tuva—Mongolia Massif (Siberia): island arc—continent collision at the northeast Rodinia margin // *Precamb. Res.*, 2001, v. 110, № 1—4, p. 109—126.

Kuzmichev A., Kroner A., Hegner E., Dunyi L., Yusheng W. The Shishkhiid ophiolite, northern Mongolia: a key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // *Precamb. Res.*, 2005, v. 138, p. 125—150.

Kuzmichev A., Sklyarov E., Postnikov A., Bibikova E. The Oka Belt (Southern Siberia and Northern Mongolia): a Neoproterozoic analog of the Japanese Shimanto Belt? // *Island Arc*, 2007, v. 16, p. 224—242.

Levashova N.M., Kalygin V.M., Gibsher A.S., Yff J., Ryabinin A.B., Meert J.G., Malone S.J. The origin of the Baydaric microcontinent, Mongolia: constraints from paleomagnetism and geochronology // *Tectonophysics*, 2010, v. 485, p. 306—320.

Lindsay J.M., Schmitt A.K., Trumbull R.B., De Silva S.L., Siebel W., Emmermann R. Magmatic evolution of the La Pacana caldera system, Central Andes, Chile: compositional variation of two cogenetic, large-volume felsic ignimbrites // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, № 3, p. 459—486.

Lipman P.W. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry // *Bull. Volcanol.*, 1997, v. 59, p. 198—218.

Lipman P., Dungan M., Bachmann O. Comagmatic granophyric granite in the Fish Canyon Tuff, Colorado: implications for magma-chamber processes during a large ash-flow eruption // *Geol.*, 1997, v. 25, № 10, p. 915—918.

Ludwig K.R. Squid 1.02. Berkeley Geochronology Center, Special Publication № 2, 2001.

Ludwig K.R. Isoplot 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication № 4, 2003.

Mamani M., Wörner G., Sempere T. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): tracing crustal thickening and magma generation through time and space // *GSA Bull.*, 2010, v. 122, p. 162—182.

- Reid M.R.** How long does it take to supersize an eruption? // *Elements*, 2008, v. 4, p. 23—28.
- Rittmann A.** The geochemical importance of pyromagma // *Bull. Volcanol.*, 1974, v. 38, p. 998—1014.
- Ross C.S., Smith R.L.** Ash-flow tuffs: their origin, geological relations and identification. US Geol. Surv. Professional paper 366, Washington, 1961, 81 p.
- Smith R.L.** Zones and zonal variations in welded ash flows. U.S. Geol. Survey Professional. Paper 354-F, 1960, 16 p.
- 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.
- Wark D.A., Kempter K.A., McDowell F.W.** Evolution of waning, subduction-related magmatism, northern Sierra Madre Occidental, Mexico // *GSA Bull.*, 1990, v. 102, p. 1555—1564.
- Williams I.S.** U–Th–Pb geochronology by ion microprobe / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks, W.I. Ridley. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.
- Wilson S.J.N.** Supereruptions and supervolcanoes: processes and products // *Elements*, 2008, v. 4, p. 29—34.
- Zielinski R.A., Lipman P.W., Millard H.T.** Minor-element abundances in obsidian, perlite, and felsite of calc-alkalic rhyolites // *Amer. Miner.*, 1977, v. 62, p. 426—437.

*Рекомендована к печати 31 августа 2010 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию
30 марта 2010 г.*