

САЯНО-БИРЮСИНСКИЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС (южная часть Сибирского кратона): ВОЗРАСТ И ПЕТРОГЕНЕЗИС

Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, П.А. Львов*,
Е.И. Демонтерова, З.Л. Мотова

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

Проведено геологическое, геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение метаморфизованных вулканических пород и долеритов мальцевской толщи елашской серии Бирюсинского блока Сибирского кратона. Установлено, что магматические породы основного состава (долериты и андезибазальты) имеют составы, близкие внутриплитным базальтам. Для этих пород фиксируются пологие или слабофракционированные спектры распределения редкоземельных элементов $((La/Yb)_n = 1.3—2.3)$ и положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$, равные +3.7 и +4.1. Предполагается, что источником этих пород были деплетированный компонент астеносферной мантии и, возможно, плюмовый компонент, при этом без значительного влияния литосферной мантии. Метаандезиты мальцевской толщи принадлежат толеитовой серии и имеют составы с повышенными содержаниями La, Th, U. Для этих пород отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb и Ti на мультиэлементных спектрах, а также отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(T) = -4.6$. Предполагается, что метаандезиты были сформированы в результате плавления позднерарейского корового источника при определенном вкладе мантийного материала. Преобладающие в составе мальцевской толщи метариолиты подразделяются на две группы, характеризующиеся редкоземельными составами, близкими гранитам A- и I-типов. Метариолиты A-типа обнаруживают высокие концентрации Zr, Y, Nb, Th, REE (кроме Eu), а также положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$, равные +2.2, и могли быть сформированы в результате плавления источника, близкого по изотопно-геохимическим характеристикам магматическим породам основного состава мальцевской толщи. Метариолиты I-типа имеют низкие концентрации Y, Yb, Zr, Nb, но высокие содержания Th и отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(T)$, равные -3.7, и могли быть образованы за счет плавления нижнекоровых пород диорит-тоналитового состава при добавлении ювенильного мантийного материала в область магмогенерации. Исследование U-Pb методом по циркону метариолитов мальцевской толщи, соответствующих по составу гранитам A- и I-типов, показало, что они имеют близкий возраст - 1872 ± 10 и 1874 ± 10 млн лет, который также совпал с оценками возраста, полученными ранее для гранитоидов саянского комплекса Бирюсинского блока. На основании близкого возраста, сходной структурной позиции и расположения в одной структуре вулканических пород елашской серии и гранитоидов саянского комплекса Бирюсинского блока были объединены в вулканоплутоническую ассоциацию раннепротерозойского возраста. Породы ассоциации формируют протяженный Саяно-Бирюсинский вулканоплутонический пояс, протягивающийся на расстояние около 300 км вдоль зоны сочленения Бирюсинского блока Ангарского складчатого пояса и архейского Тунгусского супертеррейна Сибирского кратона. Этот пояс является составной частью крупного раннепротерозойского Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, сформированного на финальной стадии становления структуры Сибирского кратона и возможного вхождения его в раннепротерозойский суперконтинент Колумбия.

Вулканисты, U-Pb возраст по циркону, геохимия, изотопия Nd, ранний протерозой, Сибирский кратон.

SAYAN-BIRYUSA VOLCANOPLUTONIC BELT (southern Siberian craton): AGE AND PETROGENESIS

T.V. Donskaya, D.P. Gladkochub, A.M. Mazukabzov, P.A. L'vov, E.I. Demonterova, and Z.L. Motova

Geological, geochronological, and geochemical isotope studies are carried out for metamorphosed volcanic rocks and dolerites of the Maltsevka sequence of the Elash Group in the Biryusa block of the Siberian craton. It is found that mafic igneous rocks (dolerites and basaltic andesites) are close in composition to intraplate basalts. Flat or slightly fractionated REE patterns $((La/Yb)_n = 1.3—2.3)$ and positive $\epsilon_{Nd}(T)$ values of +3.7 and +4.1 are observed. It is assumed that the depleted asthenospheric mantle and, possibly, plume mantle were the sources of these rocks, while the lithospheric mantle had no significant effect. Meta-andesites of the Maltsevka sequence belong to the tholeiitic series and have high La, Th, and U contents. Pronounced negative Nb and Ti anomalies are observed in the multielement patterns of these rocks, along with negative $\epsilon_{Nd}(T)$ values of -4.6. It is assumed that meta-andesites resulted from the late Archean crustal melting with the participation of

the mantle material. Metarhyolites prevalent in the Maltsevka sequence are divided into two groups similar in REE composition to *A*-type and *I*-type granites. *A*-type metarhyolites show high contents of Zr, Y, Nb, Th, and REE (except for Eu) and positive $\epsilon_{Nd}(T)$ values of +2.2 and might have resulted from the melting of a source with geochemical isotope parameters close to those of mafic igneous rocks of the Maltsevka sequence. *I*-type metarhyolites have low contents of Y, Yb, Zr, and Nb but high contents of Th and show negative $\epsilon_{Nd}(T)$ values of -3.7. They might have resulted from the melting of lower crustal diorite-tonalite rocks with addition of juvenile mantle material to the magma generation area. U-Pb zircon dating of metarhyolites of the Maltsevka sequence corresponding to *A*- and *I*-type granites showed that they are close in age, 1872 ± 10 and 1874 ± 10 Ma, respectively, which agrees with the age estimated earlier for granitoids of the Sayan complex of the Biryusa block. The similar ages and structural positions, along with the localization within the same structure, made it possible to unite volcanic rocks of the Elash Group and granitoids of the Sayan complex of the Biryusa block into a Paleoproterozoic volcanoplutonic association. The rocks of the association form the Sayan-Biryusa volcanoplutonic belt stretching for about 300 km along the zone of junction of the Biryusa block of the Angara fold belt and the Archean Tunguska superterrane of the Siberian craton. The belt is part of the large Paleoproterozoic South Siberian postcollisional magmatic belt formed at the final formation stage of the Siberian craton, when it was possibly part of the Paleoproterozoic Columbia supercontinent.

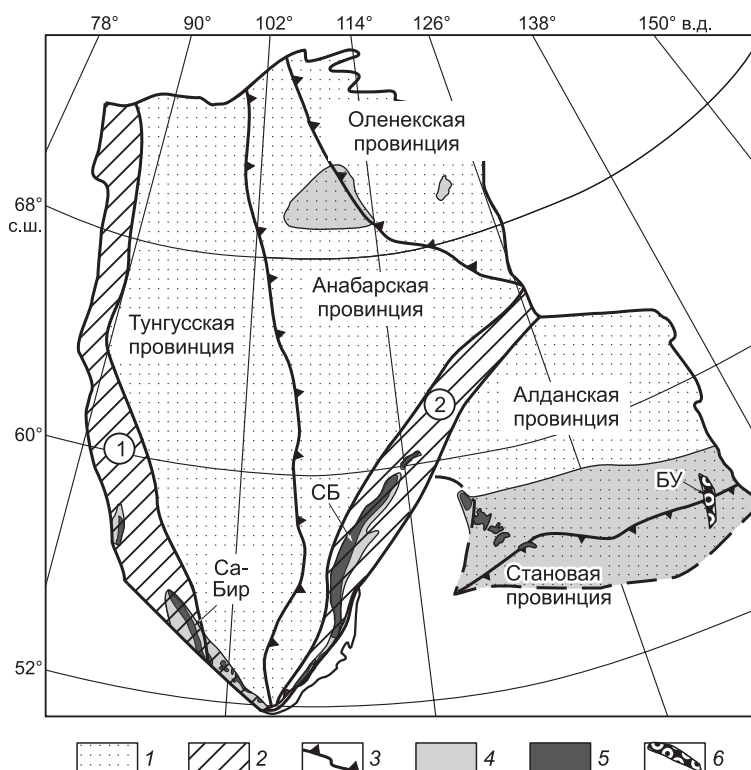
Volcanic rocks, U-Pb zircon age, geochemistry, Nd isotope data, Paleoproterozoic, Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

Вулканоплутонические пояса — это структуры земной коры, сформированные в результате единого этапа эндогенной активности и сложенные близковозрастными вулканическими и интрузивными породами. В настоящее время на площади Сибирского кратона выделены и хорошо изучены два раннепротерозойских вулканоплутонических пояса. Первый, Северо-Байкальский, входит в структуру Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса (рис. 1) и был сформирован на стадии постколлизийного растяжения после становления структуры Сибирского кратона [Ларин и др., 2003]. Породы пояса, имеющие возраст 1.87—1.85 млрд лет, представлены терригенно-вулканогенными образованиями акитканской серии и гранитоидами, относимыми к ирельскому комплексу [Неймарк и др., 1991, 1998; Ларин и др., 2003; Донская и др., 2005, 2008]. Второй, более молодой, Билякчан-Улканский пояс, пересекающий породы восточных частей Алданской и Становой провинций (см. рис. 1), был сформирован на анорогенной стадии эволюции кратона. Породы этого пояса включают в себя осадочно-вулканогенные отложения билякчанской и улканской серий, а также магматические образования Улкан-Джугджурской ассоциации с возрастом 1.74—1.70 млрд лет [Неймарк и др., 1992; Larin et al., 1997; Диденко и др., 2010; Ларин, 2011, 2014; Ларин и др., 2012].

Рис. 1. Схема основных тектонических элементов Сибирского кратона и расположение Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса (модифицированная после [Розен, 2003; Ларин и др., 2003; Gladkochub et al., 2006]).

1 — основные провинции (супертеррейны); 2 — раннепротерозойские складчатые пояса; 3 — шовные зоны; 4 — выступы фундамента; 5 — выходы пород раннепротерозойского Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса; 6 — выходы пород позднепалеопротерозойского Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса. Цифры в кружках: 1 — Ангарский складчатый пояс; 2 — Акитканский складчатый пояс. Вулканические пояса: БУ — Билякчан-Улканский, Са-Бир — Саяно-Бирюсинский, СБ — Северо-Байкальский.



Третий, Саяно-Бирюсинский, вулканоплутонический пояс раннепротерозойского возраста был выделен в Присаянском краевом выступе фундамента южной части Сибирского кратона (Бирюсинский блок) в ходе детальных геологических, геохронологических и изотопно-геохимических исследований вулканитов мальцевской толщи елашской серии и сопоставления полученных данных с уже опубликованными результатами исследования раннепротерозойских гранитоидов саянского комплекса. Саяно-Бирюсинский вулканоплутонический пояс, подобно Северо-Байкальскому, входит в структуру Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, и изучение особенностей формирования входящих в него интрузивных и эффузивных пород представляет собой чрезвычайно важную задачу, так как вулканоплутонические ассоциации достаточно редко формируются в постколлизийной геодинамической обстановке. В настоящей статье приведены результаты петрографических, геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований вулканитов мальцевской толщи Саяно-Бирюсинского вулканоплутонического пояса, а также рассмотрены возможные причины формирования разных по составу магматических пород в пределах этого вулканоплутонического пояса.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАЛЬЦЕВСКОЙ ТОЛЩИ ЕЛАШСКОЙ СЕРИИ БИРЮСИНСКОГО БЛОКА

Бирюсинский блок расположен в юго-западной части Сибирского кратона в пределах Присаянского краевого выступа. Согласно тектонической схеме О.М. Розена [2003], породы этого блока принадлежат Ангарскому складчатому поясу (см. рис. 1). Бирюсинский блок сложен позднеархейскими образованиями хайламинской и монкресской серий, которые несогласно перекрыты раннепротерозойскими породами елашской и неройской серий (рис. 2) [Эволюция..., 1988; Туркина и др., 2006; Дмитриева, Ножкин, 2012]. Кроме того, широким распространением в Бирюсинском блоке пользуются гранитоиды саянского комплекса с возрастом 1.90—1.86 млрд лет (см. рис. 2) [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2003, 2006; Донская и др., 2014; Макагон и др., 2015]. Данные гранитоиды прорывают архейские образования хайламинской и монкресской серий, раннепротерозойские породы елашской серии и по тектоническим зонам контактируют с позднепалеопротерозойскими породами неройской серии [Эволюция..., 1988; Дмитриева, Ножкин, 2012; Донская и др., 2014; Ножкин и др., 2015]. Состав раннепротерозойских гранитоидов саянского комплекса достаточно разнообразен, среди них выделяются тоналиты и диориты *I*-типа [Туркина, 2005; Туркина и др., 2006; Макагон и др., 2015], двуслюдяные граниты *S*-типа [Донская и др., 2014] и биотит-амфиболовые граниты *A*-типа [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2006; Макагон и др., 2015].

Елашская серия до настоящего времени являлась одним из наименее изученных стратиграфических подразделений Бирюсинского блока. Породы елашской серии выполняют Елашский грабен, наложенный на позднеархейские образования, и объединяют в себе терригенно-вулканогенные образования часовенской и мальцевской толщ (рис. 3) [Галимова и др., 2012]. Взаимоотношения между часовенской и мальцевской толщами – тектонические, стратиграфическое положение их друг относительно друга определяется только на основе косвенных данных [Галимова и др., 2012]. Возраст пород елашской серии оценивается как раннепротерозойский на основании расположения ее на позднеархейских породах и прорывания гранитоидами саянского комплекса. Нижняя, часовенская, толща сложена метапесчаниками, сланцами разного состава, железистыми кварцитами, амфиболитами по базальтоидам [Галимова и др., 2012]. Верхняя, мальцевская, толща состоит из метатерригенных пород, туфов и вулканитов разного состава [Галимова и др., 2012]. Терригенные породы мальцевской толщи включают в себя метапесчаники, метаалевролиты и сланцы разного состава, среди вулканических пород отмечаются андезибазальты, андезиты, дациты и риолиты, с преобладанием вулканитов кислого состава. На некоторых участках вулканические породы составляют существенную (до 90 %) часть разрезов. Кроме того, в мальцевской толще выделяются породы субвулканической фации, в том числе метадолериты, метагабродолериты, гранит-порфиры, риолиты, дациты [Галимова и др., 2012].

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Детальные исследования пород мальцевской толщи елашской серии были проведены на двух участках в бассейне р. Тагул (далее участок Тагул) и в ее притоке р. Топорок (далее участок Топорок), где вулканические породы преобладают в разрезе, а метатерригенные породы и туфы слагают горизонты между ними (см. рис. 3).

На участке Тагул (см. рис. 3) в коренном обнажении отмечаются преимущественно серо-зеленые метавулканиты кислого состава, а также встречаются небольшие тела метаморфизованных долеритов.

Метавулканиты кислого состава участка Тагул — это метаморфизованные породы с порфировой структурой. Порфировые вкрапленники представлены реликтивными фенокристаллами частично сери-

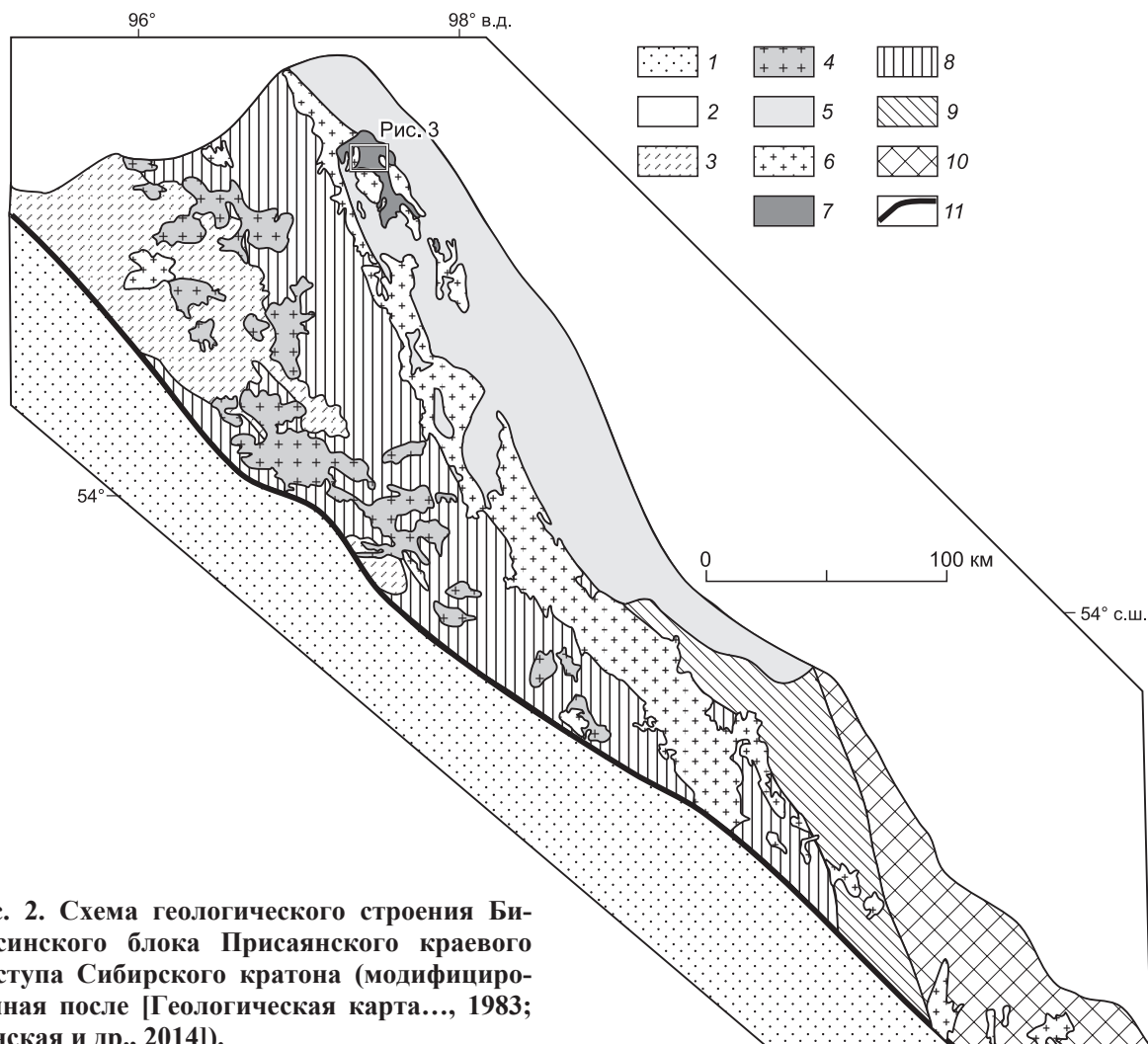


Рис. 2. Схема геологического строения Бирюсинского блока Присаянского краевого выступа Сибирского кратона (модифицированная после [Геологическая карта..., 1983; Донская и др., 2014]).

1 — Центрально-Азиатский складчатый пояс, 2 — фанерозойские образования чехла Сибирской платформы, 3 — девонские вулканогенно-осадочные породы наложенных впадин, 4 — палеозойские гранитоиды, 5 — венд-позднерифейские осадочные породы, 6 — раннепротерозойские гранитоиды саянского комплекса, 7 — раннепротерозойские терригенно-вулканогенные породы елашской серии, 8 — раннепротерозойские — позднеархейские породы Бирюсинского блока (неразделенные), 9 — раннепротерозойские породы Урикско-Ийского террейна, 10 — архейские породы Шарыжалгайского выступа фундамента, 11 — Главный Саянский разлом.

цитизированного плагиоклаза. Основная масса породы состоит из кварца и полевого шпата, для которых на некоторых участках фиксируется реликтовая фельзитовая структура, а также серицита, хлоритизированного биотита, эпидота. На отдельных участках отмечаются новообразованные порфиробласты кварца. Кроме того, кварц, иногда в ассоциации с альбитом, хлоритом и эпидотом, формирует вторичные жилки. Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, ортитом, рудным минералом.

Метаморфизованные долериты (субвулканические породы основного состава) характеризуются катакlastической и гранобластовой структурами, а также реликтовыми порфирами, микродолеритовой и интерсертальной структурами. Реликтовые порфиры представлены лейстами плагиоклаза, а основная масса породы сложена мелкозернистым агрегатом плагиоклаза, а также более крупными агрегатами роговой обманки, возможно, заместившей клинопироксен, и актинолитом. По роговой обманке частично развивается хлорит. Второстепенным минералом метаморфизованных долеритов является рудный минерал, содержание которого достигает 5 %.

На участке Топорок (см. рис. 3) в коренных обнажениях отмечается чередование серо-зеленых, серых и светло-серых метавулканитов разного состава, а также небольших тел метаморфизованных долеритов. Вулканиты основного—среднего и кислого составов отмечены в пределах отдельных сегментов, т. е. в одном обнажении чередования вулканитов основного—среднего и кислого составов зафиксировано не было.

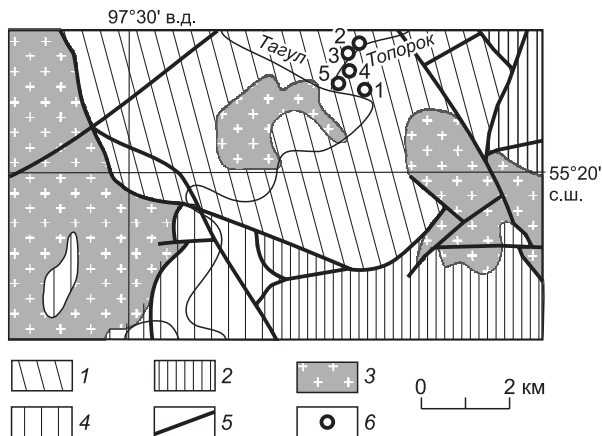


Рис. 3. Схема геологического строения района среднего течения р. Тагул.

1 — раннепротерозойские терригенно-вулканогенные породы мальцевской толщи елашской серии, 2 — раннепротерозойские терригенно-вулканогенные породы часовенской толщи елашской серии, 3 — раннепротерозойские гранитоиды саянского комплекса, 4 — позднеархейские (?) породы Бирюсинского блока (неразделенные), 5 — главные разломы, 6 — места отбора проб (1 — участок Тагул, образцы 1526, 1527, 1528; 2—5 — участок Топорок: 2 — образцы 1512, 1513, 1514, 1515, 1516, 1517; 3 — образцы 1518, 1519, 1520, 1521, 1522, 1523; 4 — образцы 1524, 1540, 1541, 1542, 1543, 1544; 5 — обр. 1525).

Метавулканиды кислого состава участка Топорок представляют собой в различной степени измененные породы с лепидогранобластовой, порфиробластовой и катакlastической структурами, но в которых сохранились участки с реликтовыми порфировой и фельзитовой структурами. Порфировые вкрапленники представлены реликтовым серицитизированным плагиоклазом. Основная масса метавулканидов кислого состава состоит из кварц-полевошпатового агрегата, серицита и биотита, который в большинстве своем замещен хлоритом. В отдельных разностях отмечается однонаправленное расположение чешуйчатых минералов, что обуславливает сланцеватость этих пород. Кроме этого, в метавулканидах встречаются порфиробластические образования новообразованного кварца. Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, рутилом.

Метавулканиды среднего состава состоят преимущественно из мелкозернистой лепидогранобластовой кварц-полевошпатовой основной массы, среди которой неоднородно распределены хлорит и рудный минерал. Изредка встречаются образования, похожие на реликтовые порфировые выделения плагиоклаза. Кроме того, в породах на фоне основной массы отмечаются новообразованные порфиробласты биотита.

Метавулканиды основного (андезибазальтового) состава представляют собой метаморфизованные породы, характеризующиеся лепидобластовой структурой, с участками, на которых сохранились реликтовые пилотаксовая и порфировая структуры. Порфировые вкрапленники представлены сосюритизированными лейстами плагиоклаза. Основная масса породы состоит из плагиоклаза, амфибола (актинолита), хлорита, биотита и рудного минерала.

Метаморфизованные долериты (субвулканические породы основного состава) участка Топорок подобны метадолеритам участка Тагул. Исключением является интенсивно проявленная в них сосюритизация плагиоклазов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Деятнадцать образцов метаморфизованных вулканидов и три образца метадолеритов мальцевской толщи проанализированы на содержание главных, редких и редкоземельных элементов. Для пяти образцов выполнены Sm-Nd изотопные исследования. Датирование U-Th-Pb методом по циркону проведено для двух образцов вулканидов кислого состава. Места отбора проб на геохимические, изотопно-геохимические и геохронологические исследования показаны на рис. 3.

Определение содержаний главных элементов выполнено методом силикатного анализа в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (аналитики М.М. Самойленко, Н.Ю. Царева). Определение содержаний редких и редкоземельных элементов выполнено методом ICP-MS в Лимнологическом институте СО РАН, ОПЦКП «Ультрамикроанализ», на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce (Agilent Technologies Inc., США) (аналитик С.В. Пантеева). Концентрации элементов в образцах рассчитаны относительно международных стандартов G-2, GSP-2. Химическое разложение проб для ICP-MS анализа проведено в ЦКП «Геодинамика и геохронология» (ИЗК СО РАН) методом сплавления с метаборатом лития по методике [Panteeva et al., 2003], что позволило достичь полного растворения всех минералов. Ошибка определения содержаний редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляла не более 5 %.

Изотопные Sm-Nd исследования проведены в ИЗК СО РАН. Перед химической пробоподготовкой образцы вулканидов, представлявшие собой тонкоистертые порошки, последовательно обрабатывались 2M HCl и ультрачистой водой (очистка системой ELGA) для удаления из них вторичных минеральных фаз. После высушивания в пробы массой 100 мг добавлялся раствор ^{149}Sm – ^{150}Nd трассера. Химическое

разложение осуществлялось в смеси концентрированных кислот HNO_3 -HF- HClO_4 при температуре около 140—160 °С до полного их растворения. Выделение суммы редкоземельных элементов проводилось на колонках, заполненных смолой BioRed AG 50W×8 объемом 2 мл. Последующее разделение Sm от Nd проводилось на колонках, заполненных смолой LnSpes, по методике [Pin, Zalduegui, 1997]. Изотопные отношения Nd и Sm измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом режиме в ЦКП «Геодинамика и геохронология» (ИЗК СО РАН). Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Точность определения концентраций Sm и Nd составила 0.5 %, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - 0.5$ %, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0.005$ % (2σ). Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для стандарта JNd-1 за период измерений представленных в статье данных составило 0.512097 ± 0.000013 (2σ , $n = 8$). При расчете величин $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения для однородного хондритового резервуара CHUR, по [Jacobsen, Wasserburg, 1984], и деплетированной мантии DM, по [Goldstein, Jacobsen, 1988].

Выделение циркона из проб метавулканитов кислого состава (обр. 1527, 1540) проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Изучение его морфологических особенностей осуществлялось с помощью сканирующего электронного микроскопа CamScan MX2500S в режимах вторичных электронов и катодоллюминесценции (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). U-Th-Pb геохронологические исследования циркона проведены на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами стандартного циркона TEMORA, после этого препарат был отполирован и проведено напыление золотом. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в [Williams, 1998]. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0665, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет [Black et al., 2003]. Построение диаграмм с конкордией проводилось с помощью программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999]. Погрешности единичных анализов (изотопных отношений и возрастов) приводятся на уровне одной сигма, погрешности вычисленного конкордантного возраста — на уровне двух сигма.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ U-Th-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ

Проба 1527 метаморфизованного вулканита кислого состава была отобрана на участке Тагул (координаты 55°21,042' с.ш., 97°34,822' в.д.). Место отбора пробы показано на рис. 3. Из пробы был выделен акцессорный циркон, представленный бесцветными, иногда с дымчатым оттенком, прозрачными идиоморфными кристаллами. Размер зерен циркона изменяется от 150 до 250 мкм, удлинение кристаллов составляет 1:2, 1:3. На катодоллюминесцентных изображениях зерен циркона наблюдается магматическая зональность (см. рис. 4, а). Результаты анализа десяти зерен циркона представлены в табл. 1 и на рис. 4, б. В измеренных зернах концентрации урана и тория составляют 152—488 г/т и 73—273 г/т соответственно. Отношения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ варьируются в узком диапазоне от 0.43 до 0.58. На U-Pb диаграмме с конкордией (см. рис. 4, б) девять точек изотопного состава изученного циркона располагаются на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 1872 ± 10 млн лет (СКВО = 0.043). При расчете конкордантного возраста не учитывалась точка изотопного состава 10.1 в связи с дискордантностью полученных значений (см. табл. 1). Согласно с морфологическими особенностями циркона, свидетельствующими о его магматическом происхождении, значение возраста 1872 ± 10 млн лет может быть проинтерпретировано как оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраст вулканитов кислого состава мальцевской толщи участка Тагул.

Вторая проба (1540) метаморфизованного вулканита кислого состава была отобрана на участке Топорок (координаты 55°21.317' с.ш., 97°34.783' в.д.). Акцессорный циркон, выделенный из этой пробы, представлен желтоватыми, с медовым оттенком, прозрачными, длиннопризматическими, идиоморфными кристаллами. Размер зерен циркона изменяется от 120 до 300 мкм, а удлинение кристаллов варьируется от 1:2 до 1:4. Для внутреннего строения кристаллов циркона типична хорошо выраженная магматическая зональность (рис. 5, а). Результаты анализа десяти зерен циркона представлены в табл. 1 и на рис. 5, б. В измеренных зернах отмечаются варьирующие содержания урана и тория, составляющие 250—748 и 106—497 г/т, а также отношения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.38—0.92$ (см. табл. 1). На U-Pb диаграмме с конкордией (см. рис. 5, б) девять точек изотопного состава изученного циркона располагаются на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 1874 ± 10 млн лет (СКВО = 0.064). Точка изотопного состава 3.1, соответствующая зерну циркона с минимальными концентрациями U и Th, а также с максимальным содержанием ^{206}Pb , при расчете конкордантного возраста не учитывалась в связи с дискордантностью полученных значений. Согласно с морфологическими особенностями циркона, свидетельствующими о его магматическом происхождении, значение возраста 1874 ± 10 млн лет может быть

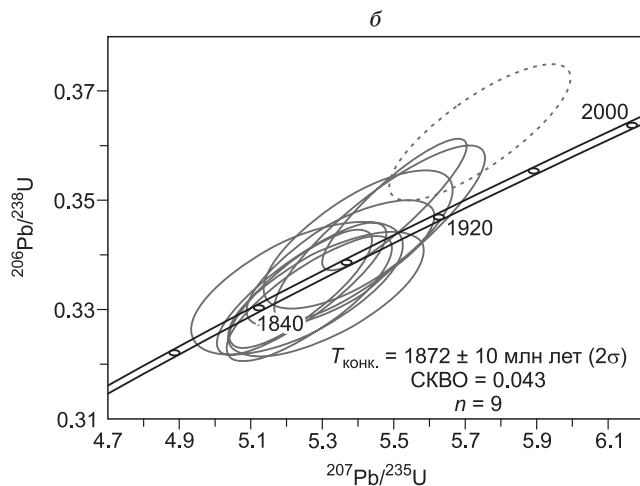
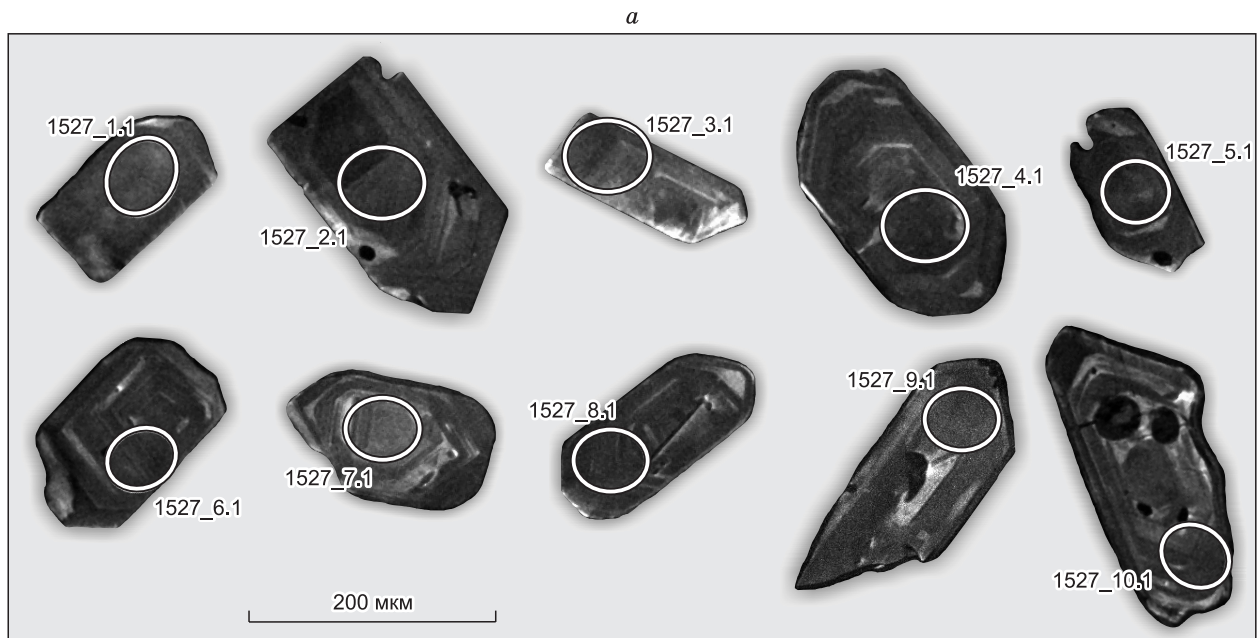


Рис. 4. Изображения кристаллов циркона, выполненные в режиме катодolumинесценции (а) и U-Pb диаграмма с конкордией (б) для цирконов из метаморфизованного вулканита кислого состава мальцевской толщи елашской серии (участок Тагул, пр. 1527).

Штриховой линией показана точка изотопного состава, исключенная при расчете конкордантного возраста.

проинтерпретировано как оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраст вулканитов кислого состава мальцевской толщи участка Топорок.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МАЛЬЦЕВСКОЙ ТОЛЩИ

Магматические породы мальцевской толщи (вулканиты и долериты) в различной степени изменены в процессе метаморфических преобразований зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Кроме того, в этих породах отмечаются мелкие прожилки, сложенные новообразованными минералами. В связи с этим для надежной классификации метаморфизованных вулканитов и долеритов было использовано несколько различных диаграмм, в том числе и наиболее подходящих для анализа измененных пород [Jensen, 1976; Winchester, Floyd, 1977]. На классической TAS диаграмме [Шарпенюк и др., 2008] точки составов метадолеритов участка Топорок попадают в поле андезибазальтов, а метадолерит участка Тагул — в поле базальтов; фигуративные точки метавулканитов разного состава участка Топорок располагаются преимущественно в полях андезитов и риолитов, причем последние соответствуют образованиям как нормально-щелочного, так и низкощелочного рядов, а точки составов кислых вулканитов участка Тагул попадают в поле нормально-щелочных риолитов (рис. 6, а). Однако надо иметь в виду, что метавулканит участка Топорок с содержанием $\text{SiO}_2 = 57.7$ мас. % (табл. 2) (см. рис. 6, а), содержащий кварцевые прожилки, может иметь несколько повышенное содержание кремнезема, обусловленное вторичными процессами, а содержание щелочей в кислых вулканитах участка Топорок может не

Таблица 1. Результаты U-Pb анализа цирконов из метариолитов мальцевской толщи елашской серии

Образец-кристалл. кратер	²⁰⁶ Pb _c , %	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, мкг/г	Изотопные отношения								Rho	Возраст, млн лет		D, %
						²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	± %	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	± %	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U*	± %		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	
						(1)		(1)		(1)		(1)			(1)	(1)	
Метариолит участка Тагул (пр. 1527)																	
1527_1.1	0.15	488	273	0.58	147.0	2.862	1.4	0.1143	0.72	5.502	1.5	0.3492	1.4	0.886	1931 ± 23	1868 ± 13	-3
1527_2.1	0.31	208	87	0.43	59.7	3.003	1.4	0.1157	1.50	5.310	2.1	0.3328	1.4	0.685	1852 ± 23	1891 ± 27	2
1527_3.1	0.21	274	123	0.46	79.1	2.988	1.4	0.1141	0.95	5.260	1.7	0.3345	1.4	0.828	1860 ± 23	1865 ± 17	0
1527_4.1	0.38	236	105	0.46	69.7	2.914	1.5	0.1141	1.40	5.400	2.0	0.3428	1.5	0.716	1900 ± 24	1866 ± 26	-2
1527_5.1	0.24	279	146	0.54	79.8	3.010	1.4	0.1150	1.00	5.264	1.8	0.3320	1.4	0.809	1848 ± 23	1880 ± 19	2
1527_6.1	0.38	295	151	0.53	86.2	2.952	1.4	0.1146	1.40	5.350	2.0	0.3385	1.4	0.725	1879 ± 23	1874 ± 24	0
1527_7.1	0.63	152	73	0.50	43.9	2.991	1.5	0.1136	1.80	5.230	2.3	0.3339	1.5	0.635	1857 ± 24	1858 ± 33	0
1527_8.1	0.38	254	116	0.47	75.3	2.904	1.9	0.1151	1.10	5.460	2.2	0.3440	1.9	0.861	1906 ± 31	1882 ± 20	-1
1527_9.1	0.09	330	178	0.56	94.4	3.001	1.4	0.1137	0.93	5.222	1.7	0.3332	1.4	0.835	1854 ± 23	1859 ± 17	0
1527_10.1	0.20	297	154	0.54	92.7	2.758	1.4	0.1150	1.10	5.740	1.8	0.3624	1.4	0.798	1993 ± 25	1879 ± 20	-6
Метариолит участка Топорок (пр. 1540)																	
1540_1.1	0.22	555	202	0.38	159.0	3.004	1.3	0.1146	0.79	5.259	1.5	0.3328	1.3	0.859	1852 ± 21	1874 ± 14	1
1540_2.1	0.15	440	170	0.40	127.0	2.982	1.3	0.1145	0.68	5.293	1.5	0.3352	1.3	0.892	1863 ± 22	1872 ± 12	0
1540_3.1	1.29	250	106	0.44	70.2	3.097	1.4	0.1200	1.50	5.330	2.0	0.3221	1.4	0.691	1800 ± 22	1956 ± 26	9
1540_4.1	0.29	748	497	0.69	220.0	2.925	1.3	0.1139	0.67	5.364	1.5	0.3417	1.3	0.895	1895 ± 22	1862 ± 12	-2
1540_5.1	1.04	271	117	0.45	79.7	2.948	1.7	0.1146	1.50	5.350	2.3	0.3385	1.7	0.737	1879 ± 27	1873 ± 28	0
1540_6.1	0.51	434	196	0.47	130.0	2.889	1.4	0.1138	0.91	5.422	1.7	0.3457	1.4	0.832	1914 ± 23	1860 ± 17	-3
1540_7.1	0.55	441	353	0.83	126.0	3.020	1.4	0.1155	0.97	5.269	1.7	0.3308	1.4	0.816	1842 ± 22	1888 ± 18	3
1540_8.1	0.57	404	361	0.92	116.0	3.020	1.4	0.1162	1.40	5.300	2.0	0.3307	1.4	0.704	1842 ± 22	1898 ± 25	3
1540_9.1	0.58	633	253	0.41	187.0	2.925	1.3	0.1152	0.86	5.422	1.6	0.3415	1.3	0.841	1894 ± 22	1882 ± 15	-1
1540_10.1	0.25	492	277	0.58	143.0	2.957	1.3	0.1167	1.20	5.437	1.8	0.3380	1.3	0.741	1877 ± 22	1906 ± 22	2

Примечание. Погрешности приводятся на уровне 1σ. Ошибка в калибровке стандарта составляла 0.53 %. Pb_c и Pb* обозначают обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. (1) — внесена поправка на обыкновенный свинец по измеренному ²⁰⁴Pb. Rho — коэффициент корреляции ошибок определения изотопных отношений ²⁰⁶Pb/²³⁸U и ²⁰⁷Pb/²³⁵U, D — дискордантность.

соответствовать начальному (отдельные породы обнаруживают аномально низкие концентрации Na₂O, а отношение K₂O/Na₂O варьируется в вулканитах от 2 до 35 (табл. 3)). На диаграмме Al₂O₃—(FeO*+TiO₂)—MgO [Jensen, 1976], которая более предпочтительна для классификации измененных пород по сравнению с TAS-диаграммой, точки составов метадолеритов участков Тагул и Топорок, так же как метавулканит с содержанием SiO₂ = 57.7 мас. %, кучно располагаются в поле высокожелезистых толеитовых базальтов; метавулканиты среднего состава участка Топорок попадают в поля андезитов и дацитов толеитовой серии, метавулканиты кислого состава участка Топорок образуют непрерывный ряд из поля риолитов толеитовой серии в поле риолитов известково-щелочной серии, а фигуративные точки кислых вулканитов участка Тагул расположились на границе риолитов толеитовой серии и дацитов известково-щелочной серии (см. рис. 6, б). На диаграмме Zr/TiO₂—Nb/Y [Winchester, Floyd, 1977], также хорошо подходящей для анализа измененных пород, точки составов метадолеритов и метавулканита с SiO₂ = 57.7 мас. % попали в поле андезитов/базальтов, метавулканиты среднего состава участка Топорок расположились в поле андезитов, кислые вулканиты участка Тагул — в поле риолитов (см. рис. 6, в). Фигуративные точки кислых вулканитов участка Топорок на эту диаграмму не наносились, так как они обнаруживают чрезвычайно низкие концентрации Y (4—6 г/т), что делает невозможным применение для них этой диаграммы. Таким образом, на основании всех использованных выше классификаций можно выделить четыре группы пород, каждая из которых объединяет породы близкого химического состава: метадолериты участков Тагул, Топорок и метавулканит с SiO₂ = 57.7 мас. % (магматические породы основного состава); метавулканиты среднего состава участка Топорок; метавулканиты кислого состава участка Топорок, а также метавулканиты кислого состава участка Тагул. Далее в статье геохимическая характеристика мальцевской толщи будет проводиться отдельно по каждой из четырех выделенных групп.

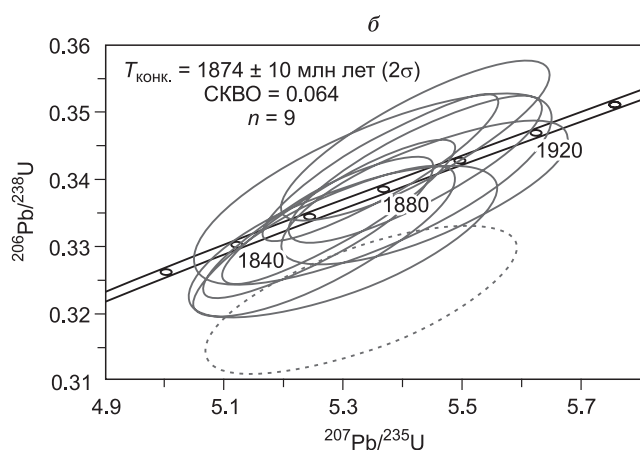
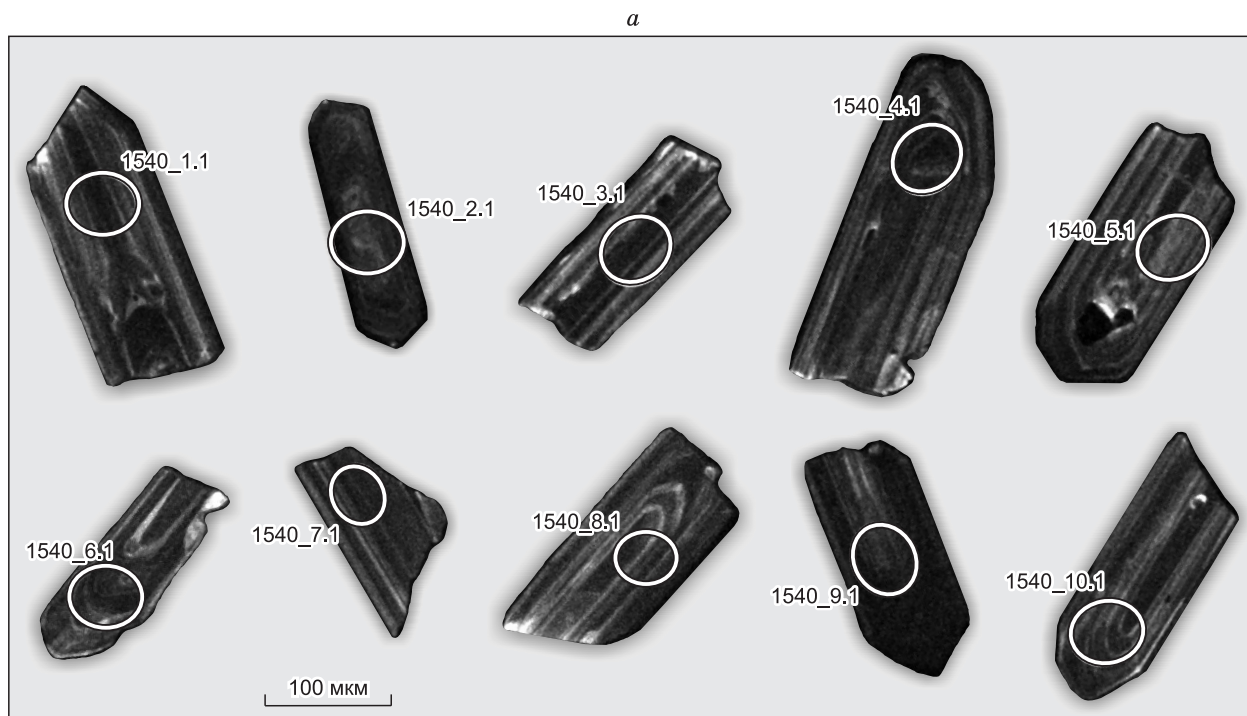


Рис. 5. Изображения кристаллов циркона, выполненные в режиме катодолуминесценции (а) и U-Pb диаграмма с конкордией (б) для цирконов из метаморфизованного вулканита кислого состава мальцевской толщи елашской серии (участок Топорок, пр. 1540).

Пунктирной линией показана точка изотопного состава, исключенная при расчете конкордантного возраста.

Магматические породы основного состава мальцевской толщи по своему химическому составу соответствуют высокожелезистым толеитовым базальтам и андезибазальтам нормального щелочного ряда (см. рис. 6, а—в). Породы характеризуются умеренно высокими содержаниями $TiO_2 = 1.17\text{—}2.25$ мас. % и $P_2O_5 = 0.17\text{—}0.25$ мас. %. Геохимическими особенностями исследованных пород основного состава являются низкие концентрации Nb (5—7 г/т), умеренные концентрации La (7—11 г/т) и Th (0.6—1.7 г/т), а также повышенные содержания Y (24—48 г/т) и Yb (2.4—4.1 г/т). Для изученных пород основного состава отмечается слабофракционированное распределение редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 1.3\text{—}2.3$) (рис. 7, а). На нормализованных по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] мультиэлементных диаграммах отмечаются отличные друг от друга спектры в области сильнонесовместимых элементов и близкие друг другу или параллельные спектры в области умеренно- и слабо-несовместимых элементов, а также слабовыраженная отрицательная аномалия Nb-Ta, хорошо выраженная отрицательная аномалия Sr и слабовыраженная положительная аномалия Ti (см. рис. 7, б).

Метавулканиты среднего состава участка Топорок по своему химическому составу наиболее близки андезитам толеитовой серии нормального щелочного ряда (см. рис. 6). Породы обнаруживают умеренно высокие значения $mg\# = 39\text{—}46$ (см. табл. 2). Метавулканиты среднего состава отличаются от пород основного состава более низкими содержаниями TiO_2 , Sr и более высокими Ba, Nb, LREE, Th, U (см. табл. 2). Концентрации таких элементов, как Y, Zr, HREE в породах среднего и основного составов, близки друг другу (см. табл. 2). Для метаандезитов характерно фракционированное распределение ред-

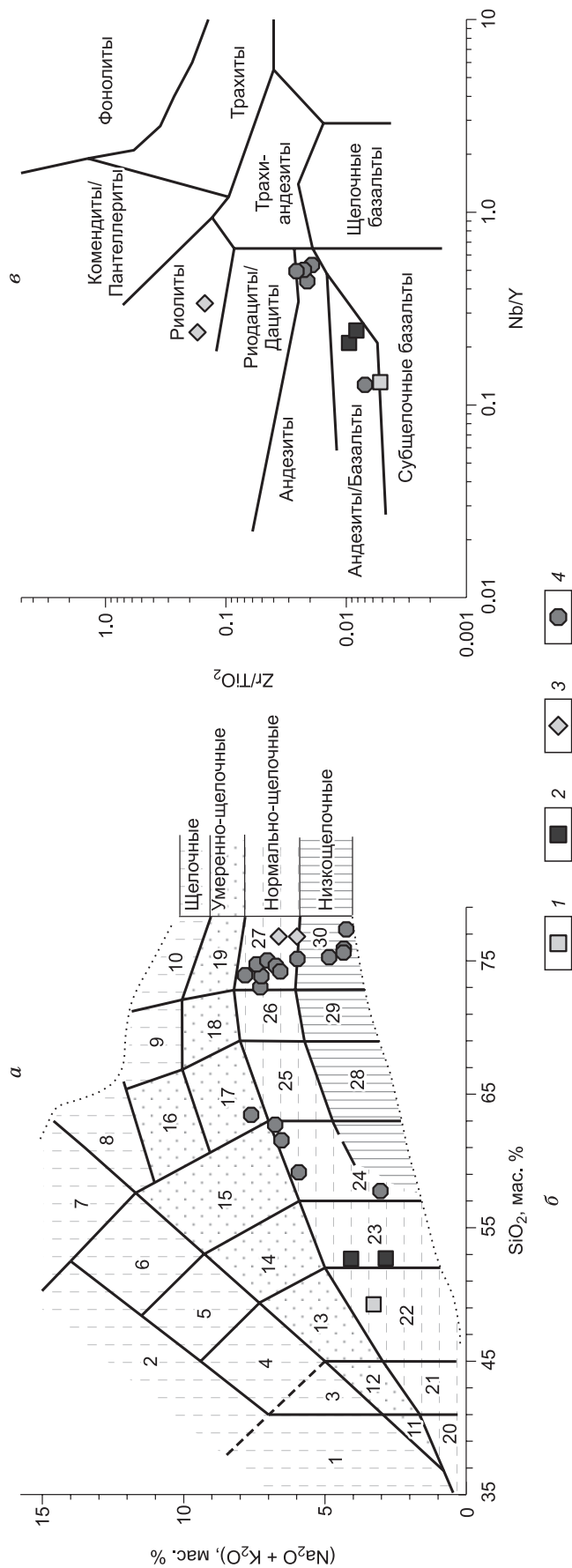


Рис. 6. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$ [Шарпенко и др., 2008] (а), $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—}(\text{FeO}^* + \text{TiO}_2)\text{—MgO}$ [Jensen, 1976] (б), $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{—Nb}/\text{Y}$ [Winchester, Floyd, 1977] (в) для магматических пород мальцевской толщи елашской серии.

1 — метадолериты участка Тагул, 2 — метадолериты участка Топорок, 3 — метавулканиты участка Тагул, 4 — метавулканиты участка Топорок. Поля на диаграммах: 1 — щелочные пикриты, 2 — фондиты, 3 — щелочные пиркбазальты, 4 — щелочные базальты, 5 — фототефриты, 6 — тефрифонолиты, 7 — фонолиты, 8 — щелочные трахиты, 9 — пантеллериты, 10 — комендиты, 11 — умеренно-щелочные пикриты, 12 — умеренно-щелочные пиркбазальты, 13 — трахибазальты, 14 — трахиандезиты, 15 — трахиандезиты, 16 — трахиты, 17 — трахидациты, 18 — трахириодациты, 19 — трахириолиты, 20 — пикриты, 21 — ультраосновные пиркбазальты, 22 — базальты, 23 — андезиты, 24 — андезиты, 25 — дациты, 26 — риодациты, 27 — риолиты, 28 — низкощелочные дациты, 29 — низкощелочные риодациты, 30 — низкощелочные риолиты. BK — базальтовые коматиты, CA — известково-щелочные андезиты, CB — известково-щелочные базальты, CD — известково-щелочные дациты, CR — известково-щелочные толлиты, PK — пикриты, HFT — высокожелезистые толлиты, HMT — высокомагнезиальные толлиты, TA — толлитовые андезиты, TD — толлитовые дациты, TR — толлитовые риолиты.

Таблица 2.

**Химический состав магматических пород основного и среднего составов
мальцевской толщи елашской серии**

Компонент	Участок Тагул	Участок Топорок						
	Метадолерит	Метадолериты		Метаандези- базальт	Метаандезиты			
		1528	1514	1517	1525	1512	1513	1515
SiO ₂ , мас. %	49.25	52.71	52.75	57.73	62.75	61.57	63.42	59.11
TiO ₂	2.15	1.17	1.22	2.25	0.52	0.55	0.58	0.43
Al ₂ O ₃	16.77	14.98	14.04	11.21	16.76	17.21	16.64	15.81
Fe ₂ O ₃	1.90	2.25	2.60	1.25	1.17	1.20	1.53	1.68
FeO	10.48	9.63	9.96	10.08	5.70	6.27	5.75	8.66
MnO	0.20	0.25	0.23	0.28	0.06	0.06	0.06	0.21
MgO	4.78	5.21	5.45	4.40	2.49	2.95	2.29	3.11
CaO	10.01	8.03	8.99	7.88	2.13	1.14	1.09	2.02
Na ₂ O	2.93	3.47	2.55	1.69	4.14	5.69	5.40	2.27
K ₂ O	0.31	0.62	0.31	1.31	2.59	0.80	2.17	3.58
P ₂ O ₅	0.22	0.17	0.19	0.25	0.12	0.27	0.09	0.07
П.п.п	1.34	1.62	1.30	1.74	1.53	2.20	1.34	3.02
H ₂ O	0.04	0.09	0.21	0.06	0.17	0.15	0.07	0.27
CO ₂	<0.06	<0.06	0.08	<0.06	0.11	0.13	<0.06	0.07
Сумма	100.38	100.20	99.87	100.14	100.24	100.19	100.43	100.30
Rb, г/т	5	17	9	57	95	27	107	148
Sr	147	135	124	93	78	87	83	81
Y	36	23	31	48	28	32	25	24
Zr	105	97	115	159	114	114	112	108
Nb	5	6	7	6	14	14	13	12
Ba	52	124	73	211	575	300	1323	640
La	7.17	7.76	11.31	8.64	42.22	38.66	29.27	28.98
Ce	18.96	17.34	24.60	22.11	86.01	81.27	57.06	54.06
Pr	2.82	2.32	3.07	3.41	9.92	9.57	6.86	6.46
Nd	14.13	10.25	13.06	17.22	36.19	35.00	25.32	23.70
Sm	4.49	2.79	3.65	5.79	7.07	6.95	4.98	2.79
Eu	1.11	0.77	0.87	1.30	1.22	1.06	0.75	0.94
Gd	4.17	2.87	3.12	5.24	4.61	4.59	3.38	2.93
Tb	0.78	0.52	0.58	0.99	0.73	0.75	0.56	0.49
Dy	5.44	3.81	4.32	6.97	4.74	4.83	3.88	3.39
Ho	1.25	0.86	1.06	1.59	1.01	1.08	0.86	0.81
Er	3.68	2.43	3.18	4.51	2.91	3.06	2.55	2.47
Tm	0.57	0.38	0.49	0.68	0.44	0.46	0.39	0.38
Yb	3.40	2.37	3.18	4.14	2.65	2.88	2.33	2.38
Lu	0.59	0.42	0.52	0.72	0.46	0.48	0.39	0.40
Hf	3.00	2.54	3.16	4.60	3.60	3.39	3.42	3.15
Ta	0.35	0.38	0.45	0.52	1.24	1.26	1.16	1.04
Th	0.57	1.39	1.73	1.13	17.38	16.44	15.80	14.14
U	0.28	0.77	0.82	0.85	4.25	4.46	3.65	3.49
mg#	45	48	48	45	44	46	40	39
(La/Yb) _n	1.36	2.12	2.30	1.35	10.33	8.67	8.11	7.87
(La/Sm) _n	0.91	1.59	1.78	0.86	3.43	3.19	3.37	5.96
Eu/Eu*	0.79	0.84	0.79	0.73	0.66	0.58	0.56	1.01
(Nb/La) _{pm}	0.64	0.70	0.56	0.68	0.32	0.35	0.43	0.39
Nb/Nb*	0.80	0.58	0.51	0.66	0.18	0.19	0.21	0.20
(Th/La) _{pm}	0.65	1.45	1.24	1.06	3.33	3.44	4.36	3.94

Примечание. $mg\# = Mg \times 100 / (Mg + Fe^{2+})$, где $Mg = MgO/40.31$, $Fe^{2+} = (Fe_2O_3^* \times 0.8998 \times 0.85) / 71.85$; $Eu/Eu^* = Eu_n / (\sqrt{(Sm_n \times Gd_n)})$, $Nb/Nb^* = Nb_{pm} / (\sqrt{(Th_{pm} \times La_{pm})})$.

n — значения нормализованы по составу хондрита [Wakita et al., 1970], *pm* — значения нормализованы по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

Таблица 3. Химический состав метарнолитов мальцевской толщи елашской серии

Компонент	Участок Тагул		Участок Топорок											
	1526	1527	1518	1519	1520	1521	1522	1523	1524	1540	1541	1542	1543	1544
SiO ₂ , мас. %	76.81	76.77	72.96	74.44	74.96	75.08	73.88	75.18	77.27	74.16	73.83	74.68	75.56	75.81
TiO ₂	0.18	0.14	0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
Al ₂ O ₃	11.46	11.64	14.54	14.67	13.86	14.54	14.51	13.90	13.99	14.67	14.54	14.37	14.72	14.09
Fe ₂ O ₃	0.61	0.28	1.26	1.03	0.51	0.81	0.88	1.02	0.94	0.55	0.16	0.40	1.45	1.24
FeO	1.58	1.89	1.87	1.42	1.73	1.25	1.74	2.62	0.76	1.44	1.56	1.41	0.81	1.12
MnO	0.05	0.05	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	0.64	0.84	0.28	0.22	0.25	0.28	0.21	0.46	0.27	0.39	0.27	0.26	0.28	0.39
CaO	1.54	1.45	< 0.02	< 0.02	0.15	0.16	< 0.02	0.08	0.09	0.32	0.29	0.19	0.11	0.20
Na ₂ O	2.25	1.87	0.35	0.47	2.53	1.84	2.05	0.48	0.12	1.04	2.02	2.30	0.15	0.12
K ₂ O	4.33	4.07	6.90	6.25	4.46	4.09	5.19	4.31	4.08	5.53	5.71	5.05	4.20	4.22
P ₂ O ₅	< 0.03	< 0.03	0.04	0.07	0.04	0.04	0.04	0.03	0.06	0.04	0.04	0.04	0.22	0.27
П.п.п	0.58	0.64	1.51	1.52	1.08	1.36	0.99	1.79	1.87	1.46	1.09	1.07	1.90	1.79
H ₂ O	0.02	< 0.01	0.17	0.21	0.28	0.18	0.21	0.11	0.06	0.03	0.04	0.03	0.09	0.10
CO ₂	< 0.06	0.11	< 0.06	< 0.06	< 0.06	< 0.06	0.07	< 0.06	< 0.06	< 0.06	< 0.06	< 0.06	< 0.06	0.13
Сумма	100.06	99.75	99.93	100.32	99.88	99.64	99.79	100.03	99.60	99.70	99.61	99.88	99.56	99.56
Rb, г/т	125	136	155	201	126	153	144	132	139	154	143	123	133	137
Sr	54	52	31	40	43	37	31	9	17	72	61	45	17	20
Y	85	101	6	5	6	6	5	5	5	6	6	6	4	5
Zr	265	239	81	82	79	80	77	72	74	77	74	69	74	77
Nb	28	24	10	11	11	10	10	10	10	10	10	9	10	10
Ba	653	662	1338	1469	876	655	740	435	305	851	1344	933	376	354
La	48.87	56.65	7.41	9.10	16.74	18.90	13.71	14.70	4.09	12.73	17.01	14.30	10.44	10.76
Ce	110.23	116.13	13.98	21.17	38.33	34.89	35.00	30.63	9.35	26.90	36.08	28.88	23.64	22.36
Pr	12.41	14.86	1.66	2.75	3.95	3.91	3.43	3.81	1.18	3.16	4.33	3.56	2.92	2.60
Nd	48.80	59.43	6.10	9.98	14.43	14.23	13.07	14.07	4.47	11.65	16.18	13.26	10.10	9.32
Sm	11.62	13.82	1.46	2.39	2.95	3.30	2.89	3.08	1.21	2.52	3.16	3.10	2.02	2.05
Eu	1.23	1.43	0.43	0.41	0.53	0.72	0.82	0.84	0.35	0.49	0.51	0.52	0.42	0.45
Gd	8.81	11.31	1.12	1.30	1.80	1.92	1.79	1.72	0.99	1.51	1.81	1.72	1.11	1.19
Tb	1.64	2.06	0.17	0.19	0.22	0.24	0.21	0.20	0.14	0.18	0.23	0.22	0.15	0.16
Dy	11.85	14.52	1.12	1.03	1.17	1.27	1.04	0.96	0.84	0.98	1.15	1.11	0.75	0.90
Ho	2.99	3.37	0.24	0.20	0.20	0.23	0.19	0.17	0.17	0.19	0.20	0.19	0.14	0.18
Er	9.17	9.78	0.67	0.49	0.48	0.54	0.43	0.41	0.48	0.49	0.52	0.46	0.36	0.46
Tm	1.51	1.53	0.10	0.07	0.07	0.07	0.06	0.05	0.07	0.08	0.08	0.07	0.05	0.07
Yb	9.49	9.51	0.70	0.47	0.42	0.46	0.39	0.32	0.40	0.45	0.42	0.40	0.33	0.45
Lu	1.60	1.53	0.11	0.07	0.07	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.06	0.06	0.05	0.07
Hf	9.60	8.65	2.99	2.91	2.97	2.95	2.79	2.70	2.83	2.84	2.75	2.45	2.71	2.57
Ta	2.32	1.96	0.99	1.16	1.13	1.12	1.41	1.07	1.09	1.04	1.00	1.05	1.05	1.04
Th	20.12	18.83	12.28	13.82	13.37	13.12	12.35	11.91	12.31	12.54	11.86	10.96	12.24	11.91
U	6.06	5.29	4.81	6.71	4.46	4.19	3.45	3.79	6.24	4.38	6.87	3.23	4.85	5.80
<i>f</i>	0.77	0.72	0.91	0.91	0.90	0.88	0.92	0.89	0.86	0.83	0.86	0.87	0.88	0.85
(La/Yb) _{<i>n</i>}	3.33	3.86	6.84	12.61	25.60	26.72	22.64	29.52	6.68	18.13	26.34	22.91	20.18	15.53
Eu/Eu*	0.38	0.35	1.03	0.72	0.71	0.89	1.11	1.13	0.99	0.77	0.66	0.70	0.86	0.89
<i>T</i> , °C	837	840	772	779	760	775	761	780	789	768	751	749	789	790

Примечание. $f = \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$, $\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0.8998 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_n / \sqrt{(\text{Sm}_n \times \text{Gd}_n)}$; n — значения нормализованы по составу хондрита [Wakita et al., 1970]; T — температуры насыщения расплава цирконом [Watson, Harrison, 1983].

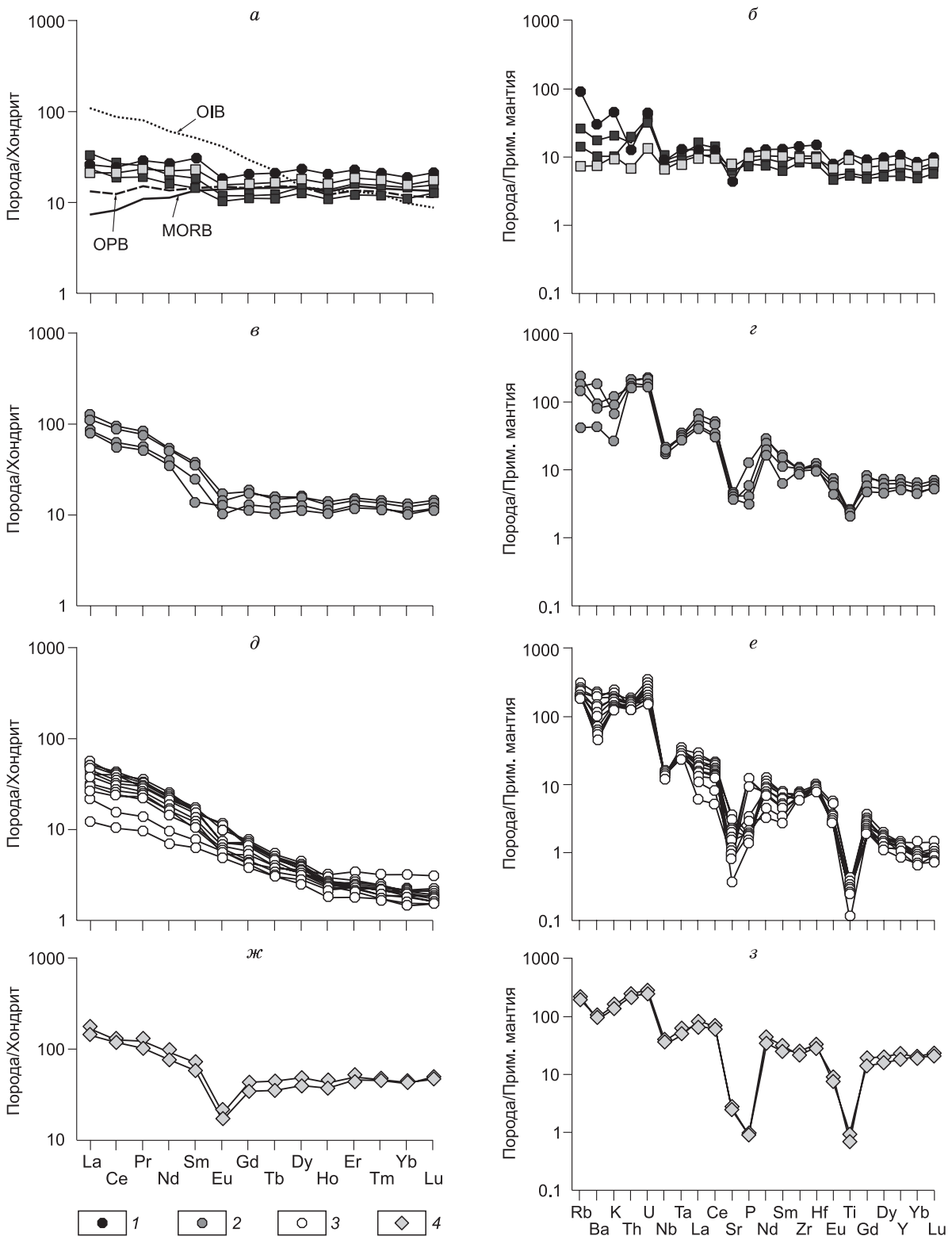


Рис. 7. Распределение редких и редкоземельных элементов в магматических породах мальцевской толщи елашской серии.

Содержания элементов нормализованы к хондриту [Wakita et al., 1970] (а, в, д, ж) и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] (б, з, е, з).

1 — метаандезитобазальт участка Топорок, 2 — метаандезиты участка Топорок, 3 — метариолиты участка Топорок, 4 — метариолиты участка Тагул. Остальные усл. обозн. см. на рис. 6. Спектры OIB и MORB показаны в соответствии с данными [Sun, McDonough, 1989], а спектры OPB (базальты океанических плато), по данным [Mahoney et al., 1993].

козельных элементов $(La/Yb)_n = 8—10$, при этом отрицательный наклон спектров наблюдается в области легких редких земель ($La/Sm_n = 3—6$) и пологие спектры в области средних и тяжелых REE ($(Gd/Yb)_n = 1—1.5$), а также слабовыраженная отрицательная европиевая аномалия или ее отсутствие ($Eu/Eu^* = 0.56—1.01$) (см. рис. 7, в). На мультиэлементных спектрах метаандезитов отмечается несоответствие спектров в области сильнонесовместимых элементов (Rb, Ba, K) и близкие параллельные друг другу спектры в области остальных элементов с отрицательными аномалиями Nb-Ta, Sr, Ti и положительными Th-U (см. рис. 7, з).

Метавулканы кислого состава участка Топорок по своим геохимическим характеристикам соответствуют риолитам нормального щелочного ряда (см. рис. 6). Породы относятся к толеитовой серии и обнаруживают высокие значения железистости ($f = 0.83—0.92$) (см. табл. 3). Метариолиты обнаруживают высокие содержания $Al_2O_3 = 13.9—14.7$ мас. %, низкие $TiO_2 < 0.07$ мас. %, а также варьирующие концентрации $Na_2O = 0.12—2.53$ и повышенные $K_2O = 4.1—6.9$ мас. % (см. табл. 3). Содержания последних двух элементов могут быть достаточно сильно изменены в результате вторичных преобразований породы. Также могут не соответствовать исходным и содержания крупноионных литофильных элементов. Специфическими особенностями кислых вулканитов участка Топорок являются низкие содержания Y (4—6 г/т), Nb (9—11 г/т), Zr (69—82 г/т), La (4—19 г/т) и повышенные концентрации Th (11—14 г/т) (см. табл. 3). Породы обнаруживают сильнофракционированные спектры распределения редкоземельных элементов $(La/Yb)_n = 7—30$ и отсутствие европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.66—1.13$) (см. рис. 7, д). На мультиэлементных спектрах отмечаются отрицательные аномалии Nb, Sr, Ti, положительные Th-U (см. рис. 7, е). Несмотря на высокие значения железистости, по содержанию редких элементов метавулканы кислого состава участка Топорок обнаруживают сходство с гранитами I-типа [Chappell, White, 1992].

Метавулканы кислого состава участка Тагул обнаруживают геохимические характеристики, отличающиеся от метавулканитов кислого состава участка Топорок, несмотря на то, что они также классифицируются как риолиты нормального щелочного ряда (см. рис. 6). Метариолиты участка Тагул имеют пониженную железистость ($f = 0.72—0.77$), умеренно высокие для риолитов содержания $MgO = 0.64—0.84$ мас. % и $CaO = 1.45—1.54$ мас. %, низкие концентрации $TiO_2 = 0.14—0.18$ мас. %, $Al_2O_3 = 11.46—11.64$ мас. % и $P_2O_5 < 0.03$ мас. % (см. табл. 3). Для метавулканитов характерны высокие содержания Zr (239—265 г/т), Y (85—100 г/т), Nb (24—28 г/т), La (49—57 г/т), Th (19—20 г/т) (см. табл. 3). Метариолиты участка Тагул обладают умеренно фракционированными спектрами распределения редких земель $(La/Yb)_n = 3—4$ и хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.35—0.38$) (см. рис. 7, ж). На мультиэлементных спектрах метавулканитов отмечаются параллельные спектры с отрицательными аномалиями Nb-Ta, Sr, P, Ti (см. рис. 7, з). По содержаниям петрогенных элементов метариолиты участка Тагул можно классифицировать и как граниты I-типа, и как граниты A-типа [Whalen et al., 1987; Chappell, White, 1992]. В то же время концентрации в них редких и редкоземельных элементов указывают на их близость гранитам A-типа [Whalen et al., 1987].

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ Nd

Данные по изотопному составу Nd свидетельствуют о том, что в мальцевской толще присутствуют породы как с положительными, так и с отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ (табл. 4). Метаморфизованные долериты участков Топорок и Тагул имеют близкие положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$, равные +3.7 и +4.1 соответственно (табл. 4, рис. 8). Также положительное значение $\epsilon_{Nd}(T)$, соответствующее +2.2, было рассчитано для метариолита участка Тагул. Nd модельный возраст для этой породы составляет 2.2 млрд лет. В то же время метаандезит участка Топорок характеризуется отрицательным значением $\epsilon_{Nd}(T) = -4.6$ и позднерхейским Nd модельным возрастом ($T(DM) = 2.6$ млрд лет) (см. табл. 4, рис. 8). Отрицательное значение $\epsilon_{Nd}(T) = -3.7$ и $T(DM) = 2.7$ млрд лет были рассчитаны и для метариолита участка Топорок (см. табл. 4, рис. 8).

Рис. 8. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)—SiO_2$ для магматических пород мальцевской толщи елашской серии.

Усл. обозн. см. на рис. 6, 7. FC — тренд фракционной кристаллизации, AFC — тренд одновременной ассимиляции и фракционной кристаллизации.

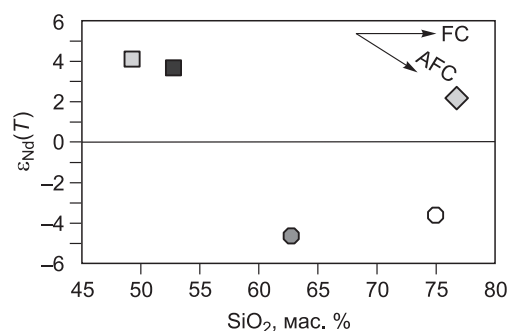


Таблица 4. Sm-Nd изотопные данные для магматических пород мальцевской толщи елашской серии

Номер образца	Название породы	Возраст, млн лет	Содержание, мкг/г		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$
			Sm	Nd				млн лет	
Участок Тагул									
1528	Метадолерит	1870	3.7	10.7	0.1854	0.512706 ± 16	4.1	—	2028
1527	Метариолит	1870	7.5	31.0	0.1301	0.511930 ± 14	2.2	2220	2182
Участок Топорок									
1514	Метадолерит	1870	2.7	8.8	0.1636	0.512417 ± 7	3.7	—	2061
1512	Метаандезит	1870	5.7	28.7	0.1082	0.511312 ± 10	-4.6	2645	2742
1520	Метариолит	1870	2.8	12.1	0.1269	0.511592 ± 13	-3.7	2725	2662

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

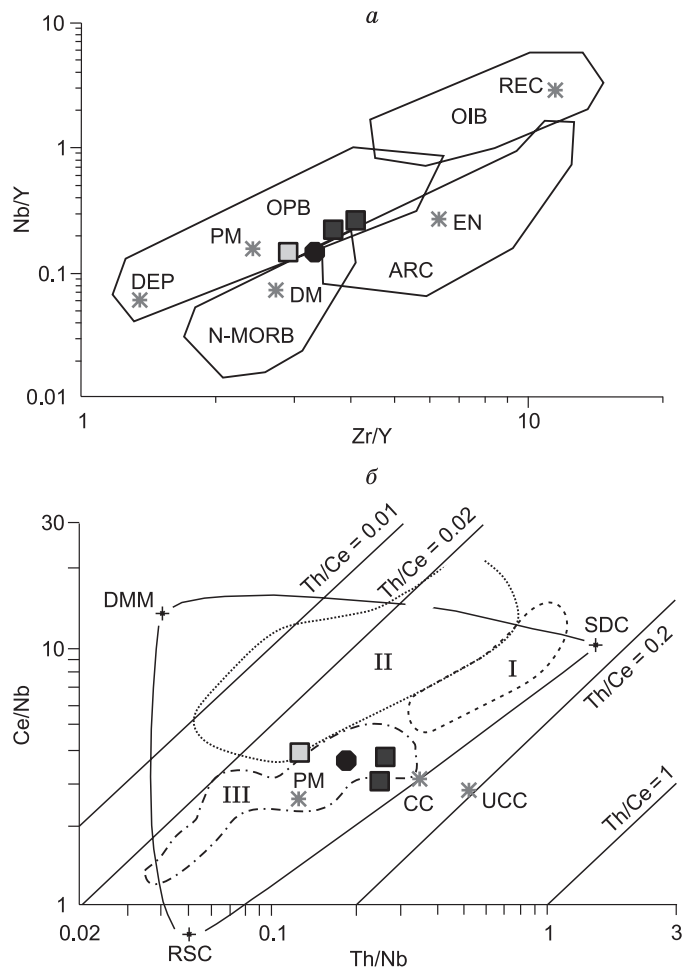
Петрогенезис магматических образований мальцевской толщи

Магматические породы основного состава мальцевской толщи (метадолериты и метавулканиты) характеризуются составами, близкими внутриплитным базальтам [Гладкочуб и др., 2001; Туркина, 2014]. Породы обнаруживают пониженную магнизиальность ($\text{mg}\# = 45\text{—}48$), умеренно высокие содержания TiO_2 (1.17—2.25 мас. %) и P_2O_5 (0.17—0.25 мас. %) (табл. 2), концентрации редкоземельных элементов, более чем в 10 раз превышающие хондритовые (см. рис. 7, а). Содержания редких элементов, а также графики распределения редкоземельных и редких элементов для метадолеритов и метабазальтоида являются подобными графикам для базальтов океанических плато с пологими спектрами распределения редкоземельных элементов и отличаются от графиков классических базальтов OIB-типа (см. рис. 7, а, б). Несмотря на существенные вторичные изменения, породы основного состава обнаруживают достаточно хорошие корреляции между La и Nb ($r = 0.89$), La и Th ($r = 0.81$) при отсутствии корреляций между этими элементами и потерями при прокаливании (п.п.п.), что позволяет использовать La, Nb и Th для классификации источников пород. Проанализированные породы обнаруживают слабовыраженную Nb отрицательную аномалию на мультиэлементных спектрах ($\text{Nb}/\text{Nb}^* = 0.51\text{—}0.80$, $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}} = 0.56\text{—}0.70$), но при этом для них характерны индикаторные отношения $(\text{Th}/\text{La})_{\text{pm}}$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ как меньше, так и больше 1 (см. табл. 2). Подобные соотношения элементов в совокупности с положительными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, рассчитанными для метаморфизованных долеритов участков Топорок и Тагул, могут свидетельствовать о том, что незначительная Nb отрицательная аномалия на мультиэлементных спектрах является характеристикой их мантийных источников, а не результатом коровой контаминации [Kerrick et al., 1999; Туркина, Ножкин, 2008]. На диаграммах Nb/Y—Zr/Y [Condie, 2005] и Ce/Nb—Th/Nb [Saunders et al., 1988] точки составов магматических пород мальцевской свиты попадают в поля базальтов океанических плато (см. рис. 9, а, б). В связи с тем, что формирование пород раннепротерозойской елашской серии, в том числе пород мальцевской толщи, имело место в пределах Елашского грабена, наложенного на позднерхейские образования, речь не идет об океаническом плато как геодинамической обстановке формирования долеритов и базальтоидов мальцевской толщи. В рассматриваемой ситуации можно рассуждать о составе мантии, подвергшейся плавлению, находящейся под континентальным Бирюсинским блоком, которая имела изотопно-геохимические характеристики, сходные с базальтами океанических плато. Наиболее вероятно в области источника имело место смешение деплетированного компонента астеносферной мантии и плюмового компонента, при этом без значительного влияния литосферной мантии.

Метавулканиты среднего состава по сравнению с породами основного состава характеризуются повышенными содержаниями элементов, преобладающих в континентальной коре, а именно La, Th, U. Для метаандезитов типичны индикаторные геохимические отношения, сопоставимые с таковыми в континентальной коре ($(\text{La}/\text{Sm})_n = 3.2\text{—}6.0$, $(\text{Th}/\text{La})_{\text{pm}} = 3.3\text{—}4.4$, $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}} = 0.32\text{—}0.43$), мультиэлементные спектры с хорошо выраженными отрицательными аномалиями по Nb и Ti, а также отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (см. табл. 2, 4; рис. 7, в, г). В то же время метаандезиты имеют умеренно высокие значения $\text{mg}\#$ (39—46), сопоставимые или слегка пониженные относительно пород основного состава мальцевской толщи. На основании имеющихся данных можно предположить, что андезиты были сформированы в результате плавления корового источника, возможно, при определенном вкладе мантийного материала. Теоретически также нельзя исключать вариант, что андезиты могли быть производными базитовых магм, возникших за счет литосферной мантии и характеризующихся отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$. Однако метавулканиты среднего состава мальцевской толщи по изотопному составу, а также по содержанию основных петрогенных оксидов и редких элементов оказались сопоставимы с

Рис. 9. Диаграммы Nb/Y—Zr/Y [Condie, 2005] (а) и Ce/Nb—Th/Nb [Saunders et al., 1988] (б) для магматических пород основного состава мальцевской толщи елашской серии.

Усл. обозн. см. на рис. 6, 7. Поля на диаграмме (б), по [Туркина, Ножкин, 2008]: I — островодужные базальты, II — базальты задугового бассейна Лау, III — базальты океанических плато Онтонг Джава и Броккен Ридж. ARC — островодужные базальты, N-MORB — базальты срединно-океанических хребтов, OIB — базальты океанических островов, OPB — базальты океанических плато, DM — деплетированная мантия, PM — примитивная мантия, DEP — глубинная деплетированная мантия, REC — рециклированный компонент, EN — обогащенный компонент, DMM — деплетированная MORB мантия, RSC — рестиновый материал океанической коры, SDC — субдукционный компонент, CC — континентальная кора, UCC — верхняя континентальная кора.



близковозрастными им тоналитами Подпорожского массива и диоритами Удинского массива Бирюсинского выступа (рис. 10), формирование которых связывалось с плавлением позднеархейского корового источника диорит-тоналит-гнейсового состава при добавлении ювенильного мантийного материала [Туркина и др., 2006]. Поэтому наиболее вероятно, что формирование андезитов мальцевской толщи произошло в результате плавления смешанного корового-мантийного источника.

Метаулканиты кислого состава участка Тагул характеризуются редкоэлементными составами, близкими гранитам А-типа, имеющими высокие концентрации Zr, Y, Nb, Th, REE (кроме Eu). В то же время породы обнаруживают невысокие отношения $FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0.72—0.77$, по этому отношению в совокупности с низкими концентрациями Al_2O_3 (11.5—11.6 мас. %) метариолиты участка Тагул могут сопоставляться только с окисленными гранитами А-типа или даже с известково-щелочными гранитами [Dall'Agno, Oliveira, 2007]. На основе цирконового термометра Е.Б. Ватсона и Т.М. Харрисона [Watson, Harrison, 1983] температуры насыщения расплава цирконом были оценены в ~ 840 °С (см. табл. 3), т. е. являются умеренно высокими для расплавов с характеристиками гранитов А-типа [Creaser, White, 1991; Skjerlie, Johnston, 1993; King et al., 1997]. Таким образом, можно сделать предположение, что образование инициальных для риолитов участка Тагул расплавов происходило в окислительных условиях при повышенной активности H_2O . Проанализированный метариолит участка Тагул имеет положительное значение $\epsilon_{Nd}(T)$, равное +2.2, которое является не намного менее радиогенным, чем в метадолеритах мальцевской толщи (см. рис. 8). Кроме того, метариолиты и магматические породы основного состава обнаруживают высокие и частично перекрывающиеся значения отношения Y/Nb (3.02—4.20 в метариолитах и 4.2—7.9 в магматических породах основного состава), которое является индикаторным для оценки состава источников кислых магматических пород А-типа [Eby, 1992]. Таким образом, наиболее вероятно, что формирование риолитов А-типа участка Тагул было связано с плавлением источника, близкого по изотопно-геохимическим характеристикам магматическим породам основного состава мальцевской толщи. В настоящее время среди гранитоидов саянского комплекса полных аналогов риолитов участка Тагул по изотопному и химическому составу не обнаружено (см. рис. 10).

Метаулканиты кислого состава участка Топорок несмотря на высокую железистость характеризуются повышенными концентрациями $Al_2O_3 = 13.9—14.7$ мас. % при $SiO_2 = 73—77$ мас. %, а также низкими содержаниями Y, Nb, Zr, La и фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 7—30$), что позволяет сопоставлять их с гранитами I-типа. Температуры насыщения расплава цирконов для метариолитов участка Топорок составляют 750—790 °С (см. табл. 3), что соответствует температурам начальных стадий кристаллизации высокотемпературных гранитов I-типа [Chappell et al., 1998]. Проанализированный метариолит участка Топорок имеет отрицательное

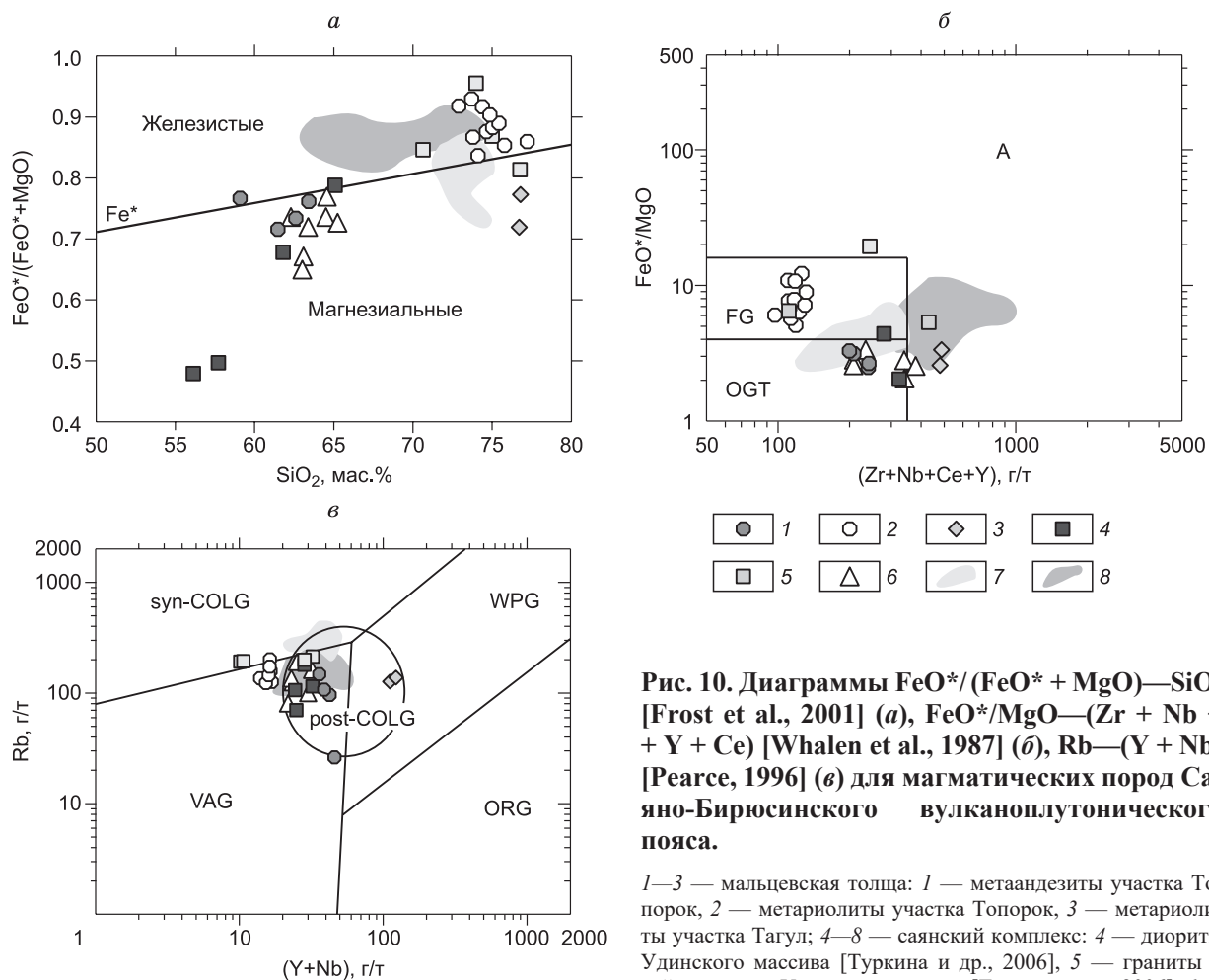


Рис. 10. Диаграммы $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ — SiO_2 [Frost et al., 2001] (а), FeO^*/MgO — $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ [Whalen et al., 1987] (б), Rb — $(\text{Y} + \text{Nb})$ [Pearce, 1996] (в) для магматических пород Саяно-Бирюсинского вулканоплутонического пояса.

1—3 — мальцевская толща: 1 — метаандезиты участка Топорок, 2 — метариолиты участка Топорок, 3 — метариолиты участка Тагул; 4—8 — саянский комплекс: 4 — диориты Удинского массива [Туркина и др., 2006], 5 — граниты и лейкограниты Удинского массива [Туркина и др., 2006], 6 —

тоналиты Подпорожского массива [Туркина и др., 2006], 7 — поле составов двуслюдяных гранитов S-типа Бирюсинского массива [Донская и др., 2014], 8 — поле составов биотит-амфиболовых гранитов A-типа Барбитайского массива [Левецкий и др., 2002]. Поля на диаграмме (б): A — поле гранитов A-типа; FG — поле фракционированных гранитов M-, I- и S-типов; OGT — поле нефракционированных гранитов M-, I- и S-типов.

Поля на диаграмме (в): VAG — граниты вулканических дуг, ORG — граниты океанических хребтов, WPG — внутриплитные граниты, syn-COLG — синколлизийные граниты, post-COLG — постколлизийные граниты.

значение $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -3.7$, что позволяет рассматривать породы континентальной коры в качестве источника для этих метариолитов. Считается, что источниками пород кислого состава I-типа в коллизийной обстановке могут являться коровые метаматматические породы [Туркина и др., 2006]. Немного менее радиогенный состав метариолитов участка Топорок относительно позднеархейских пород хайламинской серии Бирюсинского блока [Туркина и др., 2006], а также высокие концентрации Th (11—14 г/т) в метариолитах указывают на то, что нижнекоровые породы диорит-тоналитового состава могут рассматриваться в качестве наиболее вероятных источников для этих метариолитов, возможно, при добавлении ювенильного мантийного материала в область магмагенерации. Метариолиты участка Топорок по своему составу оказались сопоставимы с лейкогранитами Удинского массива Бирюсинского выступа (см. рис. 10), для которых также допускается смешанный мантийно-коровый источник [Туркина и др., 2006].

Таким образом, на основании полученных данных можно сделать вывод, что в мальцевскую толщу елашской серии объединены близковозрастные вулканы разного состава. Первопричиной этого магматизма могло стать поступление мантийного материала к основанию коры и его последующее внедрение в виде даек долеритов и вулкаников основного состава. Кроме того, мантийные расплавы послужили источником тепла, вызвавшим плавление пород континентальной коры Бирюсинского блока, а также источником мантийного материала при формировании смешанных мантийно-коровых расплавов, родоначальных для пород среднего и кислого составов участка Топорок.

Тектонические следствия

U-Pb оценки возраста метариолитов мальцевской толщи участков Тагул и Топорок оказались практически полностью идентичными друг другу (1872 ± 10 и 1874 ± 10 млн лет) и перекрывающимися в пределах ошибок определения с оценками возраста гранитоидов саянского комплекса Бирюсинского блока (1.90—1.86 млрд лет) [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2003, 2006; Донская и др., 2014; Макагон и др., 2015]. Таким образом, вулканиды елашской серии и гранитоиды саянского комплекса на основании их близкого возраста и сходной геологической позиции могут быть объединены в единую вулканоплутоническую ассоциацию. Кроме того, отмеченное выше сходство по изотопному и химическому составу метавулканитов среднего и кислого составов участка Топорок мальцевской толщи с гранитоидами Удинского массива саянского комплекса (см. рис. 10) также свидетельствует в пользу выделения единой вулканоплутонической ассоциации.

Ранее неоднократно отмечалось [Туркина и др., 2006; Галимова и др., 2012; Донская и др., 2014], что раннепротерозойские гранитоиды в Бирюсинском блоке образуют единый протяженный магматический пояс. Представленные в данной статье результаты геохронологических и изотопно-геохимических исследований магматических пород мальцевской толщи елашской серии позволили расширить этот пояс посредством объединения в единую вулканоплутоническую ассоциацию гранитоидов и вулканидов и, соответственно, выделить уже не гранитоидный, а вулканоплутонический пояс. Этот пояс, который был назван Саяно-Бирюсинским, протягивается на расстояние около 300 км в северо-западном направлении вдоль зоны сочленения Бирюсинского блока Ангарского складчатого пояса и архейского Тунгусского супертеррейна Сибирского кратона (см. рис. 1, 2). Отличительной чертой этого пояса является объединение в нем близковозрастных гранитоидов и вулканидов, имеющих гетерогенные изотопно-геохимические характеристики. В Саяно-Бирюсинском поясе отмечаются диориты, тоналиты и риолиты *I*-типа [Туркина, 2005; Туркина и др., 2006; и данная статья], двуслюдяные граниты *S*-типа [Донская и др., 2014], граниты и риолиты *A*-типа [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2006; и данная статья], а также магматические породы основного состава. Ранее в статье Т.В. Донской с соавторами [2014] было показано, что формирование постколлизийных гранитоидов Бирюсинского блока происходило при повышенных температурах в пределах коллизийного сооружения, возникшего при объединении континентальных блоков и террейнов разной геодинамической природы в единую структуру, что позволило обеспечить разнообразие субстратов, подвергающихся плавлению, и, соответственно, привело к формированию гранитов разного состава. В цитируемой статье было сделано предположение, что высокие значения температур, рассчитанные для гранитоидов Бирюсинского блока, связаны с поступлением мантийного материала к основанию коры. Представленные в настоящей статье результаты изотопно-геохимических исследований магматических образований мальцевской толщи елашской серии подтверждают ранее сделанное предположение. Именно метадолериты и метавулканиды основного состава мальцевской толщи с положительными значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$ являются производными мантийного источника в основании коллизийного сооружения Бирюсинского блока. Проецируя обсуждение модельных построений, приведенных в работе П. Сильвестера [Sylvester, 1998], на Бирюсинский блок, можно сделать вывод, что большой объем близких по возрасту и разнообразных по составу магматических образований в Бирюсинском блоке мог быть связан с утонением литосферы в результате деляминации, возникшей после завершения основных коллизийных событий, что привело к подъему мантийных магм к основанию коры, их дальнейшему внедрению в континентальную кору, где они могли служить либо в качестве источника тепла, либо взаимодействовать с коровым материалом при формировании гранитоидов и вулканидов.

Открытие раннепротерозойского вулканоплутонического пояса в Бирюсинском блоке дало основание говорить уже о двух раннепротерозойских поясах в пределах Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса южной части Сибирского кратона, а именно Саяно-Бирюсинском и Северо-Байкальском вулканоплутонических поясах (см. рис. 1). В обоих поясах преобладают магматические породы кислого состава, которые имеют близкие значения возраста и занимают сходное геологическое положение: являются постскладчатыми, постметаморфическими образованиями [Неймарк и др., 1991, 1998; Левицкий и др., 2002; Ларин и др., 2003; Туркина и др., 2003, 2006; Донская и др., 2005, 2008, 2014]. Однако обнаруживаются существенные отличия в геохимических характеристиках гранитоидов и вулканидов кислого состава Саяно-Бирюсинского и Северо-Байкальского вулканоплутонических поясов. В Северо-Байкальском поясе магматические образования кислого состава по химическому составу соответствуют гранитам *A*-типа [Неймарк и др., 1998; Донская и др., 2005, 2008]. Что касается Саяно-Бирюсинского пояса, то здесь, как уже было отмечено выше, встречаются гранитоиды и вулканиды всех геохимических типов. Для объяснения этого феномена можно предложить следующую модель. Южно-Сибирский постколлизийный магматический пояс, прослеживающийся в южной части Сибирского кратона на расстоянии более 2500 км, пересекает все основные тектонические структуры в этой части кратона (см. рис. 1) и в глобальном масштабе является крупной сшивающей структурой, фиксирующей

становление единого Сибирского кратона [Ларин и др., 2003; Gladkochub et al., 2006], а также вхождение его в раннепротерозойский суперконтинент Колумбия [Didenko et al., 2009]. Последние коллизионные события в южной части Сибирского кратона датируются временным интервалом 1.90—1.87 млрд лет в пределах Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского блоков [Aftalion et al., 1991; Poller et al., 2004, 2005; Туркина и др., 2006; Сальникова и др., 2007; Левченков и др., 2012; Turkina et al., 2012; Urmantseva et al., 2012; Ножкин и др., 2016], интервалом 1.92—1.90 млрд лет на Алданском щите [Frost et al., 1998; Котов, 2003; Котов и др., 2004; Ларин и др., 2006], а также 1.91—1.88 млрд лет в пределах Станового выступа [Ларин и др., 2004; Глебовицкий и др., 2008, 2009]. На основании этих оценок возраста породы Южно-Сибирского магматического пояса и рассматриваются как постколлизионные образования. В связи с тем, что приращение Бирюсинского блока к остальной части Сибирского кратона имело место около 1.9 млрд лет [Туркина и др., 2006], т. е. на финальном этапе формирования структуры кратона, то разнообразие составов магматических пород, образование которых началось непосредственно сразу же после завершения коллизионных событий в процессе коллапса орогенного сооружения, является вполне закономерным [Sylvester, 1998]. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс, который можно рассматривать как постколлизионный в глобальном масштабе становления единой структуры Сибирского кратона, в региональном масштабе Аkitканского складчатого пояса, породы которого он пересекает, можно считать анорогенным, так как основные коллизионные события в пределах Аkitканского складчатого пояса завершились на временном рубеже 1.98—1.97 млрд лет [Донская и др., 2016], т. е. приблизительно на 100 млн лет раньше, чем началось формирование пород Северо-Байкальского пояса. Иными словами, породы Северо-Байкальского пояса в локальном масштабе можно считать образованными во внутриплитных условиях, которые благоприятны для формирования пород, близких по составу гранитам *A*-типа, что и наблюдается в пределах этого вулканоплутонического пояса. Таким образом, в пределах протяженного раннепротерозойского Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса объединяются породы с различными геохимическими характеристиками, возможно, отражающими особенности реализации коллизионных событий в той или иной части кратона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Определение возраста U-Pb методом по циркону метариолитов мальцевской толщи елашской серии Бирюсинского блока показало значения 1872 ± 10 и 1874 ± 10 млн лет, которые совпадают с оценками возраста, полученными для гранитоидов саянского комплекса Бирюсинского блока [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2003, 2006; Донская и др., 2014; Макагон и др., 2015]. На основании близкого возраста, сходной геологической позиции и расположения в одной структуре вулканиды елашской серии и гранитоиды саянского комплекса Бирюсинского блока были объединены в единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Метаморфизованные магматические породы мальцевской толщи елашской серии представлены вулканическими породами, а именно андезибазальтами, андезитами, дацитами и риолитами, с преобладанием вулкаников кислого состава, а также субвулканическими породами, в том числе долеритами. Проанализированные породы на основании их химических составов были объединены в четыре группы: 1) породы основного состава (метадолериты и метавулканиды), близкие по составу высокожелезистым толеитовым базальтам и андезибазальтам нормального щелочного ряда; 2) метаандезиты толеитовой серии нормального щелочного ряда; 3) метариолиты нормального щелочного ряда с геохимическими характеристиками гранитов *I*-типа; 4) метариолиты нормального щелочного ряда с геохимическими характеристиками гранитов *A*-типа. В совокупности результаты изотопно-геохимических исследований позволяют сделать вывод, что в мальцевскую толщу елашской серии объединены близковозрастные вулканиды разного состава.

Магматические породы основного состава мальцевской толщи характеризуются составами, близкими внутриплитным базальтам. Предполагается, что источником этих пород были деплетированный компонент астеносферной мантии и, возможно, плюмовый компонент, при этом без значительного влияния литосферной мантии. Геохимические характеристики метаандезитов свидетельствуют, что они могли быть сформированы в результате плавления позднеархейского корового источника при определенном вкладе мантийного материала. Метариолиты, характеризующиеся редкоэлементным составом, близким гранитам *A*-типа, могли быть сформированы в результате плавления источника, близкого по изотопно-геохимическим характеристикам магматическим породам основного состава мальцевской толщи. Метариолиты, имеющие составы наиболее близкие гранитам *I*-типа, могли быть образованы за счет плавления нижнекоровых пород диорит-тоналитового состава, возможно, при добавлении ювенильного мантийного материала в область магмагенерации.

На основании результатов геохронологических и изотопно-геохимических исследований породы елашской серии и гранитоиды саянского комплекса были объединены в раннепротерозойский посткол-

лизионный Саяно-Бирюсинский вулканоплутонический пояс, протягивающийся на расстояние около 300 км вдоль зоны сочленения Бирюсинского блока Ангарского складчатого пояса и архейского Тунгусского супертеррейна Сибирского кратона. Саяно-Бирюсинский пояс является составной частью крупного раннепротерозойского Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, сформированного на финальной стадии становления структуры Сибирского кратона и возможного вхождения его в раннепротерозойский суперконтинент Колумбия.

Авторы благодарят Т.А. Корнилову (ИЗК СО РАН) за помощь в петрографических исследованиях. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 15-05-05863).

ЛИТЕРАТУРА

Галимова Т.Ф., Пашкова А.Г., Поваринцева С.А., Перфильев В.В., Намолова М.М., Андриященко С.В., Денисенко Е.П., Пермиков С.А., Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Плеханов А.О. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-47 –Нижнеудинск. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012, 652 с. + 14 вкл.

Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР. М-б 1:1 500 000 / Ред. А.Л. Яншин. М., Мингео СССР, 1983.

Гладкочуб Д.П., Скляр Е.В., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Пантеева С.В. Петрология габбро-долеритов из неопротерозойских дайковых роев Шарыжалгайского выступа и проблема распада суперконтинента Родиния // *Петрология*, 2001, т. 9, № 6, с. 639—656.

Глебовицкий В.А., Седова И.С., Бережная Н.Г., Пресняков С.И., Саморукова Л.М. Возраст мигматитов станового комплекса Восточной Сибири по результатам датирования цирконов U-Pb методом (SHRIMP-II) // *ДАН*, 2008, т. 420, № 1, с. 80—84.

Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // *Геотектоника*, 2009, № 4, с. 3—15.

Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю., Пересторонин А.Н., Авдеев Д.В., Бибикина Е.В., Кирилова Т.И., Фугзан М.М. Геохимия и геохронология протерозойских магматических пород Улканского прогиба (новые данные) // *Тихоокеанская геология*, 2010, т. 29, № 5, с. 44—69.

Дмитриева Н.В., Ножкин А.Д. Геохимия палеопротерозойских метатерригенных пород Бирюсинского блока юго-западной части Сибирского кратона // *Литология и полезные ископаемые*, 2012, № 2, с. 156—179.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // *Петрология*, 2005, т. 13, № 3, с. 253—279.

Донская Т.В., Бибикина Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., ДеВаэле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кирилова Т.И. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // *Петрология*, 2008, т. 16, № 5, с. 452—479.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д. Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // *Геология и геофизика*, 2014, т. 55 (7), с. 1028—1043.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Лепехина Е.Н. Возраст и источники палеопротерозойских дометаморфических гранитоидов Голоустенского блока Сибирского кратона: геодинамические следствия // *Петрология*, 2016, т. 24, № 6, с. 587—606.

Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Диссертация в виде научного доклада на соискание ученой степени д.-г.-м. н. СПб., Изд-во СПбГУ, 2003, 78 с.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Ковач В.П., Саватенков В.М., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Плоткина Ю.В. Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовых областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // *Петрология*, 2004, т. 12, № 1, с. 46—67.

Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб., Наука, 2011, 402 с.

Ларин А.М. Улкан-Джугджурская анортозит-рапакиви-гранит-щелочно-гранитная рудоносная магматическая ассоциация (Сибирский кратон): возраст, тектоническое положение, источники и металлогения // *Геология рудных месторождений*, 2014, т. 56, № 4, с. 291—316.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгер В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулканоплутониче-

ский пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // ДАН, 2003, т. 392, № 4, с. 506—511.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З., Толкачев М.Д. Позднеархейские гранитоиды Дамбукинского блока Джугджуро-Становой складчатой области: формирование и преобразование континентальной коры в раннем докембрии // Петрология, 2004, т. 12, № 3, с. 245—263.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, т. 14, № 5, с. 3—15.

Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология, 2012, т. 20, № 3, с. 242—265.

Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибикова Е.В., Кирицова Т.И., Козаков И.К., Макаров В.А., Плоткина Ю.В. Посткинematические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (8), с. 717—731.

Левченков О.А., Левицкий В.И., Ризванова Н.Г., Ковач В.П., Сергеева Н.А., Левский Л.К. Возраст пород Иркутского блока Присяянского выступа фундамента Сибирской платформы: датирование минералов метаморфических пород // Петрология, 2012, т. 20, № 1, с. 95—101.

Макагон В.М., Баянова Т.Б., Загорский В.Е. Синхронные раннедокембрийские массивы I- и A-гранитов в полях редкометалльных пегматитов Восточно-Саянского пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 13. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2015, с. 144—145.

Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Срывцев Н.А., Булдыгерев В.В. Новые данные о возрасте пород акитканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам U-Pb датирования цирконов // Докл. АН СССР, 1991, т. 320, № 1, с. 182—186.

Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Гороховский Б.М. U-Pb-возраст магматических пород Улканского грабена (юго-восточная часть Алданского щита) // ДАН, 1992, т. 323, № 6, с. 1152—1156.

Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология, 1998, т. 6, № 4, с. 139—164.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В., Серов П.А. Возрастные рубежи формирования нижнепротерозойских метаосадочных комплексов юго-западной окраины Сибирского кратона // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб., Springer, 2015, с. 194—196.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (2), с. 312—332.

Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника, 2003, № 3, с. 3—21.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Мельников В.И., Козаков И.К., Ковач В.П., Бараш И.Г., Яковлева С.З. Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, т. 15, № 4, с. 3—19.

Туркина О.М. Протерозойские тоналиты и трондьемиты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях образования расплавов в коллизионных обстановках // Петрология, 2005, т. 13, № 1, с. 41—55.

Туркина О.М. Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов. Новосибирск, РИЦ НГУ, 2014, 120 с.

Туркина О.М., Ножкин А.Д. Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 501—526.

Туркина О.М., Бибикова Е.В., Ножкин А.Д. Этапы и геодинамические обстановки раннепротерозойского гранитообразования на юго-западной окраине Сибирского кратона // ДАН, 2003, т. 388, № 6, с. 779—783.

Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология, 2006, т. 14, № 3, с. 282—303.

Шарпенюк Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. Детализация диаграммы сумма щелочей — кремнезем (TAS) для химической классификации вулканических пород // Региональная геология и металлогения, 2008, № 35, с. 48—55.

Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область) / В.Г. Беличенко, А.П. Шмотов, А.И. Сезько, А.Е. Ескин, Е.П. Васильев, Л.З. Резницкий, Р.Г. Боос, О.Р. Матисон. Новосибирск, Наука, 1988, 61 с.

Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., Hopgood A.M., Perchuk L.L. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnockite-granite complex, lake Baikal, USSR: A U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study // *J. Geol.*, 1991, v. 99, p. 851—861.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // *Chem. Geol.*, 2003, v. 200, p. 155—170.

Chappell B.W., White A.J.R. *I*- and *S*-type granites in the Lachlan Fold Belt // *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 1992, v. 83, p. 1—26.

Chappell B.W., Bryant C.J., Wyborn D., White A.J.R., Williams I.S. High- and low-temperature *I*-type granites // *Res. Geol.*, 1998, v. 48, p. 225—235.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 491—504.

Creaser R.A., White A.J.R. Yardea Dacite — Large-volume, high-temperature felsic volcanism from the Middle Proterozoic of South Australia // *Geology*, 1991, v. 19, p. 48—51.

Dall'Agnol R., Oliveira D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of *A*-type granites // *Lithos*, 2007, v. 93, p. 215—233.

Didenko A.N., Vodovozov V.Y., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Bibikova E.V., Kirnozova T.I. Palaeomagnetism and U-Pb dates of the Palaeoproterozoic Akitkan Group (South Siberia) and implications for pre-Neoproterozoic tectonics // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 2009, v. 323, p. 145—163.

Eby G.N. Chemical subdivision of the *A*-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications // *Geology*, 1992, v. 20, p. 641—644.

Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R., Frost C.D. Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia // *Precambrian Res.*, 1998, v. 89, p. 1—23.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 2033—2048.

Gladkochub D., Pisarevsky S.A., Donskaya T., Natapov L.M., Mazukabzov A., Stanevich A.M., Silkyarov E. Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // *Episodes*, 2006, v. 29, p. 169—174.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150.

Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Miscellaneous, Ontario Department of Mines, 1976, 22 p.

Kerrick R., Polat A., Wyman D., Hollings P. Trace element systematics of Mg- to Fe-tholeiitic basalt suites of the Superior Province: implications for Archean mantle reservoirs and greenstone belt genesis // *Lithos*, 1999, v. 46, p. 163—187.

King P.L., White A.J.R., Chappell B.W., Allen C.M. Characterization and origin of aluminous *A*-type granites from the Lachlan fold belt, Southeastern Australia // *J. Petrol.*, 1997, v. 38, p. 371—391.

Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krimsky R.Sh. The origin of the 1.73–1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*, 1997, v. 69, N 3, p. 295—312.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ. 1a, 1999.

Ludwig K.R. SQUID 1.00: a user's manual. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ. 2, 2000.

Mahoney J.J., Storey M., Duncan R.A., Spencer K.J., Pringle M. Geochemistry and age of the Ontong Java Plateau // *The Mesozoic Pacific: geology, tectonics, and volcanism*. Washington, D.C., AGU. Geophys. Monogr. Ser., 1993, v. 77, p. 233—261.

Panteeva S.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // *Spectrochim. Acta, Part B: At. Spectrosc.*, 2003, v. 58, p. 341—350.

- Pearce J.A.** Sources and settings of granitic rocks // Episodes, 1996, v. 19, N 4, p. 120—125.
- Pin C., Zalduegui J.F.S.** Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks // *Analyt. Chim. Acta*, 1997, v. 339, p. 79—89.
- Poller U., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Todt W.** Timing of Early Proterozoic magmatism along the Southern margin of the Siberian Craton (Kitoy area) // *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 2004, v. 95, p. 215—225.
- Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W.** Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precambrian Res.*, 2005, v. 136, p. 353—368.
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.** Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *J. Petrol. (Special Lithosphere Issue)*, 1988, p. 415—445.
- Skjerlie K.P., Johnston A.D.** Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites // *J. Petrol.*, 1993, v. 34, p. 785—815.
- Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. London., Spec. Publ.* 42, 1989, p. 313—345.
- Sylvester P.J.** Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*, 1998, v. 45, p. 29—44.
- Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepkhina E.N., Kapitonov I.N.** U–Pb (SHRIMP II), Lu–Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgay Uplift: Implications for the Neoarchean evolution of the Siberian Craton // *Gondwana Res.*, 2012, v. 21, p. 801—817.
- Urmantseva L.N., Turkina O.M., Larionov A.N.** Metasedimentary rocks of the Angara–Kan granulite-gneiss block (Yenisey Ridge, south-western margin of the Siberian Craton): Provenance characteristics, deposition and age // *J. Asian Earth Sci.*, 2012, v. 49, p. 7—19.
- Wakita H., Schmitt R.A., Rey P.** Elemental abundances of major, minor, and trace elements in Apollo 11 lunar rocks, soil and core samples // *Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference*, 1970, p. 1685—1717.
- Watson E.B., Harrison T.M.** Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, v. 64, p. 295—304.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W.** A-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, v. 95, p. 407—419.
- Williams I.S.** U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. Eds M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley. *Rev. Econ. Geol.*, 1998. v. 7, p. 1—35.
- Winchester J.A., Floyd P.A.** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.*, 1977, v. 20, p. 325—343.

*Рекомендована к печати 25 апреля 2018 г.
В.А. Верниковским*

*Поступила в редакцию 14 июня 2017 г.
после доработки — 21 декабря 2017 г.*