УДК 552.3+551.2

# ПЕТРОГЕНЕЗИС ДЕСПЕНСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СРЕДНЕПОЗДНЕОРДОВИКСКОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ ТАННУОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА (юго-запад Тувы)

# Е.В. Ветров<sup>1</sup>, А.Н. Уваров<sup>2</sup>, Н.И. Ветрова<sup>1</sup>, Ф.А. Летников<sup>3</sup>, И.А. Вишневская<sup>4,5</sup>, Ф.И. Жимулев<sup>1</sup>, Е.С. Андреева<sup>2</sup>, М.В. Червяковская<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup>Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, 630091, Новосибирск, Красный просп., 67, Россия

<sup>3</sup>Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

<sup>4</sup> Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 119334, Москва, ул. Косыгина, 19, Россия

<sup>5</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

<sup>6</sup>Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, Россия

Изучены строение и состав вулканогенной толщи в долине р. Деспен на южном склоне хр. Восточный Танну-Ола, ранее относимой к кендейской свите нижнего девона. На основе геологических и геохронологических данных установлено, что их формирование происходило на рубеже 460—450 млн лет в ассоциации с гранитоидами арголикского комплекса на поздних стадиях аккреционно-коллизионного этапа развития Алтае-Саянского региона и Таннуольского террейна в частности. Вулканизм носил эксплозивный характер. Деспенские вулканиты представляют собой преимущественно кислые железистые металюминиевые и слабопералюминиевые покровные разновидности, образованные путем дифференциации толеитовых базальтов. Спектры распределения REE деспенских вулканитов, как и арголикских гранитоидов, характеризуемые хорошо проявленной Eu аномалией и плоскими спектрами HREE, предполагают генерацию магмы в условиях верхней коры на небольших глубинах. Источник имел субдукционное происхождение, на что указывают Та-Nb минимумы на мультиэлементных спектрах распределения мультиэлементов и значение  $\varepsilon_{\rm Nd}(T)$  от +3.1 до +5.6. Модельный возраст источника — неопротерозойский (позднерифейский)  $T_{\rm Nd}$ DM-2st) = 0.69—0.94 млрд лет.

Ордовик, вулканизм, U-Pb датирование (SHRIMP-II) цирконов, петрогеохимические и изотопногеохимические (Sm–Nd) исследования, Республика Тува

# PETROGENESIS OF THE DESPEN VOLCANIC ROCKS OF THE MIDDLE–LATE ORDOVICIAN VOLCANOPLUTONIC ASSOCIATION OF THE TANNU-OLA TERRANE (southwestern Tuva)

#### E.V. Vetrov, A.N. Uvarov, N.I. Vetrova, F.A. Letnikov, I.A. Vishnevskaya, F.I. Zhimulev, E.S. Andreeva, M.V. Chervyakovskaya

We have studied the structure and composition of a volcanic unit in the valley of the Despen River, on the southern slope of the East Tannu-Ola Ridge. The unit was earlier assigned to the Lower Devonian Kendei Formation. The new geological and geochronological data show that it resulted from explosive volcanism at 460–450 Ma. The Despen volcanic rocks formed in association with granitoids of the Argolik complex at the end of the accretion–collision stage of evolution of the Altai–Sayan region, in particular, the Tannu-Ola terrane. These are predominantly felsic ferroan metaluminous and weakly peraluminous nappe volcanic rocks resulted from the differentiation of tholeiitic basalts. Their REE patterns, like those of the Argolik granitoids, are flat in the HREE region, show a distinct Eu anomaly, and suggest magma generation at shallow depths in the upper crust. The magmatic source was of subduction origin, as evidenced by the negative Ta–Nb anomalies in the multielement patterns and by  $\varepsilon_{Nd}(T) = 3.1-5.6$ , and has a Neoproterozoic model age,  $T_{Nd}(DM-2st) = 0.69-0.94$  Ga.

Ordovician, volcanism, zircon U–Pb (SHRIMP-II) dating, petrogeochemical and isotope-geochemical (Sm–Nd) studies, Republic of Tuva

#### введение

Формирование масштабных вулканогенных толщ Тувы Алтае-Саянской складчатой области (АССО) связывают с кембрийским или девонским этапами тектономагматической активизации [Зоненшайн и др., 1990; Ярмолюк и др., 2000; Добрецов, 2003; Гордиенко, 2004, 2006; Киzmin et al., 2010]. Однако за последние десятилетия установлены многочисленные проявления ордовикского вулканизма. Ареалы средне- и позднеордовикских вулканогенных пород в АССО широко проявлены на восточном склоне Кузнецкого Алатау [Перфилова и др., 1999; Бабин и др., 2006], в Минусинских впадинах [Рублев, Шергина, 1996; Крук и др., 2002; Воронцов и др., 2018], в Восточном Саяне [Школьник и др., 2017], в Восточной Туве [Монгуш, Сугоракова, 2008]. Несмотря на продолжительную историю изучения ордовикских вулканитов остаются вопросы, касающиеся их петрогенезиса и геодинамической обстановки формирования.

Нами изучена вулканогенная деспенская толща на южном склоне хр. Восточный Танну-Ола в долине р. Деспен, где впервые установлено проявление ордовикского вулканизма в Таннуольском террейне АССО (рис. 1). Таннуольский террейн сложен нижнекембрийскими вулканогенно-осадочными породами островодужной ассоциации (кадвойская, серлигская, ирбитейская свиты), которые интрудированы разновозрастными (ранний кембрий—ранний девон) гранитоидами таннуольского, арголикского, бреньского и других комплексов [Руднев и др., 2006; Монгуш и др., 2011; Черных и др., 2017; Ветров и др., 2019]. Раннепалеозойская история формирования террейна связана с эволюцией Алтае-Саянской кембрийской островной дуги и аккреционными событиями на окраине Сибирского континента в кембрии—ордовике [Гордиенко, Метелкин, 2016; Бабин, Шокальский, 2017]. Аккреционно-коллизионным событиям соответствуют наиболее масштабные проявления магматизма [Бабин и др., 2006; Руднев и др., 2006; Руднев, 2013]. На начальном этапе развития аккреционно-коллизионной системы в пределах Таннуольского террейна формировались гранитоидные батолиты среднепозднекембрийского таннуольского комплекса, на завершающих этапах — небольшие штоки позднеордовикского арголикского комплекса [Ветров и др., 2019]. В девоне предполагается еще один этап вулканической активизации в пределах



Рис. 1. Структурно-геологическое положение деспенских вулканитов.

1 — кайнозойские осадки, 2 — позднеордовикские валунные конгломераты адырташской свиты, 3 — арголикские гранитоиды, 4 — деспенская толща (объект исследований в данной работе), 5 — среднепозднекембрийские таннуольские гранитоиды, 6 раннекембрийские образования серлигской и ирбитейской свит, 7 — проявление самородной меди Соок-Саирской группы проявлений, 8 — разломные нарушения, 9 — линия разреза.

На врезке а: схема тектонического строения Восточной Тувы, составленная по материалам [Кузьмичев, 2004; Монгуш и др., 2011]. 1 — Тувино-Монгольский массив, 2 — Таннуольский террейн (рассматриваемый в данной работе), 3 — Агардагский массив, 4 — границы террейнов, 5 — положение разреза. Террейны: СХ — Систигхемский, Хм — Хамсаринский, ВТ — Восточно-Тувинский, КХ — Каахемский, ТО — Таннуольский; ЦТ — Центрально-Тувинская наложенная герцинская структура, ТМ — Тувино-Монгольский массив.

На врезке б: положение разреза (звездочка) на схеме административно-территориального деления.

этого террейна, с которым связывают накопление раннедевонских кендейской и саглинской свит [Государственная..., 2008].

Вулканиты долины р. Деспен традиционно относились к кендейской свите [Государственная..., 1961]. Однако нами получены геологические и геохронологические данные, свидетельствующие об ордовикском возрасте этой толщи и о ее генетической связи с гранитоидами Кызылдагского массива арголикского комплекса, что предполагает наличие ордовикской вулканоплутонической ассоциации в островодужных структурах Таннуольского террейна АССО.

В данной работе мы приводим сведения о составе и строении деспенской вулканогенной толщи, вещественном составе ее покровных фаций, в том числе их изотопно-геохимический Sm-Nd состав, и обсуждаем условия формирования ордовикских вулканитов в составе вулканоплутонической ассоциации, их петрогенезис, источник магмы и геодинамическую природу.

## СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ДЕСПЕНСКОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ

Изучаемые вулканогенные породы по р. Деспен (деспенская толща) с азимутальным несогласием залегают на отложениях раннекембрийской ирбитейской свиты (см. рис. 1). В основании разреза деспенской толщи залегает горизонт мощностью около 140 м конглобрекчий, сложенных буровато-серыми, светло-серыми и темно-серыми, плохо окатанными и неокатанными (угловатыми) обломками (поперечник от 1 до 10 см) плагиориолитов, андезитов и базальтов, аналогичных слагающим нижележащие раннекембрийские свиты (рис. 2). Верхняя часть разреза в значительной степени уничтожена арголикскими гранитоидами, и выявление характера взаимоотношения с перекрывающими отложениями не представляется возможным. В плане вулканиты деспенской толщи представляют собой купольную структуру 4×1.5 км, сложенную риолитами, риодацитами, дацитами, в подчиненном количестве — андезитами, вулканокластическими и вулканогенно-осадочными породами (см. рис. 2), сохранившимися в составе фрагмента вулканической постройки. Вулканиты являются продуктами деятельности автономного вулканического аппарата и сформированы в течение двух эпизодов активной вулканической деятельности, разделенных перерывом. Во время этого перерыва происходило разрушение вулканических построек первого этапа и переотложение их продуктов, вследствие чего был сформирован мощный (более 500 м) горизонт осадков (слои 6 и 7 разреза), разделяющий покровные образования первого (слои 2—5 разреза) и второго (слои 8—14) этапов извержений.

Сло	й Детальный разрез деспенской толщи (рис. 2) (снизу вверх)	Мощность, м
1.	Конгломераты (конглобрекчии) с зеленовато-серым заполняющим материалом и буровато- серыми, светло-серыми и темно-серыми, часто плохо окатанными и неокатанными (угловатыми обломками плагиориолитов, плагиориодацитов, иногда андезитоидов и базальтоидов. Количество обломков составляет до 70—80 % объема породы. Размеры их в поперечном сечени	ı) 1и
	колеблются от 1 до 10 см (см. рис. 2, е)	135
2.	Риолиты зеленовато-серые скрытозернистые массивные тонкофлюидальные	55
3.	Риодациты желтовато-серые тонкофлюидальные	80
4.	Риолиты тонкофлюидальные лилово-серые, с единичными угловатыми обломками риодацитов.	120
5.	Риолиты ленточные, флюидальные буровато-розовые с единичными обломками того же состава	ı
	размером до 7 см в поперечном сечении (см. рис. 2, д)	80
6.	Туфоконгломераты с хорошо окатанными гальками базальтов, андезибазальтов, андезитов (70 %	<i>.</i> ),
	риолитов, риодацитов, дацитов (15 %) размером до 10 см в поперечном сечении. Окраска галек	
	варьирует от серой до вишневой, цемент серо-зеленый (см. рис. 2, г)	135
7.	Туфогравелиты серо-зеленые со средне- и хорошо окатанными обломками вулканитов преимуп	цест-
	венно кислого состава размером до 3 см в поперечном сечении. Вверх по разрезу увеличивается	I
	степень окатанности галек и уменьшается их размерность. В верхней части разреза слоя в граве присутствует галька базальта с «медной зеленью» (см. рис. 2, <i>в</i> ). Такая минерализация присуща	литах
0	оазальтоидам ироитеиской свиты (Соок-Сайрское проявление меди)	400
0.	туфолавы дацитов темно-серых с вкрапленниками кварца, платиоклаза, реже роговой ооманки	
	и опотита. В верхней части разреза, примерно в 50 м от подошвы слоя, во вкрапленниках допол	нительно
	(от 1 то 20 мм) облании основных и кноп их оффизиров, монго и разко-	NP.
	(01 1 до 50 мм) обложки основных и кислых эффузивов, менее и реже — диоритов и гранитоидс	'В. 75
0	утловатые обломки гранитоидов в обнажении достигают 50 см в поперечнике	
9. 10	Ланити толио сорно (инсринску) с рискоронорфиров или руронности инсрискаето	
10.	Дациты темно-серые («черные») с гломеропорфировыми вкрапленниками платиоклаза	110
11.	гиолиты тонкофлюидальные лилово-серые, с единичными угловатыми ооломками дацитов	
12.	гиодациты вишнево-серые с вкрапленниками плагиоклаза и менее — кварца	130

Общая мощность свиты по разрезу не менее 1570 м.

Риолиты, трахириолиты являются наиболее типичными породами толщи. Породы зеленовато-серые, лилово-серые, буровато-розовые флюидальные (до «ленточных», рис. 3, *a*) скрытозернистые порфировые с микрофельзитовой, фельзитовой, микроаллотриоморфно-зернистой, реже микропойкилитовой основной массой. Порфировые выделения представлены кислым плагиоклазом (от единичных до 12 %), калиевым полевым шпатом (от 0 до 5 %), кварцем (от 0 до 5 %). Порфировые выделения мелкие, длина вкрапленников полевых шпатов обычно составляет 1—2 мм, редко достигает 7 мм. Поперечное сечение близко изометричным фенокристаллам кварца и не превышает 1.5 мм. Местами вкрапленники плагиоклаза, реже кварца, образуют гломеропорфировые срастания. Нередко риолиты и трахириолиты вмещают единичные породные обломки того же состава поперечником до 7 см. Местами количество обломков увеличивается, и породы классифицируются как лавобрекчии (здесь и далее, по [Малеев, 1980]).

Риодациты, дациты и трахидациты отличаются от риолитов и трахириолитов более темными тонами окраски. Это темно-серые до черных, желтовато-серые скрытозернистые, нередко с отчетливо проявленной флюидальностью, порфировые породы. Вкрапленники представлены плагиоклазом, нередко образующим гломеропорфировые срастания. Наряду с фенокристаллами плагиоклаза присутствуют порфировые выделения кварца, реже роговой обманки и биотита, а также калиевого полевого шпата. Основная масса породы обычно фельзитовая, но местами такситовая за счет развития в микрофельзитовой «матрице» изометричных или удлиненно-линзовидных обособлений (от 2 до 12 мм) кварца и плагиоклаза с микросферолитовой или микроаллотриоморфно-зернистой структурами. Местами в породе присутствуют угловатые обломки (от 1 до 30 мм) основных и кислых эффузивов, реже обломки диоритов и гранитов. Таким образом, по характеру обломков выделяются лавобрекчии риодацитов (дацитов и трахидацитов) и их туфолавы (см. рис. 3, *г*).

Входящие в состав деспенской толщи туфы в основном лапиллиевые, реже пепловые. Не исключено наличие спекшихся их разностей. Лапиллиевые разности туфов кислого состава сложены остроугольными разновеликими (2—30 мм) обломками (от 40 до 70 %) эффузивов кислого состава, различающихся по текстурно-структурным особенностям. В подчиненных количествах (не более 10 %) встречаются относительно крупные (до 10 мм) обломки вулканического стекла, осколки (5—6 мм) кварца и полевых шпатов. Цементирующая масса — пепловая алевритовая, в одних случаях карбонатизированная и ожелезненная, в других — состоящая из мелких рогульчатых и серповидных обломков, сваренных друг с другом. В ряде случаев вследствие перегрева и течения мелкорогульчатая цементирующая масса приобретает псевдофлюидальную текстуру.

Андезиты, трахиандезиты представляют собой серые порфировые породы со скрытозернистой основной массой. Порфировые выделения в основном представлены плагиоклазом (до 15 %), образующим призматические кристаллы длиной до 5—6 мм (см. рис. 3, e). Совместно с плагиоклазом во вкрапленниках присутствует диопсид (до 5 %) в виде мелких бесцветных зерен (0.7—1.0 мм). Основная масса породы микродолеритовая, реже пилотакситовая, сложена беспорядочно ориентированными микролитами плагиоклаза (до 75 %), в промежутках которых размещены мелкие зерна моноклинного пироксена (до 3 %) и ксеноморфные мелкие (менее 0.2 мм) зерна кварца (1—2 %).

Конгломераты (конглобрекчии), слагающие базальный горизонт толщи (слой 1), сложены буровато-серыми, светло-серыми и темно-серыми плохо окатанными, нередко только со сглаженными углами, обломками раннекембрийских эффузивов, среди которых преобладают разности основного состава (базальты и андезибазальты — до 70 %) при подчиненной роли кислых (плагиориолиты, дациты) разностей (до 5 %). Размеры галек варьируют от 1 до 10 см. Сортировка материала плохая. Заполняющая масса представлена более мелкими обломками эффузивов и осколками кристаллов плагиоклаза и менее кварца. Эти класты, уменьшаясь в размерах, плавно переходят в алевропелитовую массу цемента.

Туфоконгломераты совместно с вышележащими туфогравелитами слагают мощный горизонт (слои 6 и 7), маркирующий период затишья вулканической деятельности. Структура породы псефитовая в сочетании с псаммитовой. Цемент поровый алевритовый до алевропелитового.

Туфоконгломераты сложены хорошо- и среднеокатанными пестроокрашенными (серые, вишневые, зеленовато-серые) гальками (1—10 см) базальтов, андезибазальтов, андезитов (70 %); риолитов, риодацитов, дацитов (15 %). Сортировка материала плохая. Материал заполнения туфоконгломератов песчаный, состоит из обломочков-песчинок (0.1—1.5 мм) кварца (5 %), плагиоклаза (1 %) и фрагментов мелких сферолитов (менее 1 %). Цемент алевропелитовый, представлен серым тонкополяризующим материалом, вероятно, перемытыми частицами вулканического пепла (10 %).



# Рис. 2. Строение разреза вулканогенных отложений р. Деспен:

*а* — стратиграфическая колонка, *б*—*e* — фотографии естественных обнажений (*б* — инъекции арголикских гранитоидов в дацитовых туфах, *в* — туфогравелиты с угловатыми обломками гранитоидов и более окатанными обломками базальтоидов с медной зеленью, *г* — туфоконгломераты с галькой андезитов и риолитов, *д* — риолиты с директивной структурой, *е* — базальные конгломераты (конглобрекчии)). *1* — конглобрекчии, 2 — риолиты и плагиориолиты, 3 — риодациты, 4 — дациты, 5 — кластолавы и туфолавы дацитов, *6* — андезиты, 7 — базальты, 8 — туфоконгломераты, 9 — туфогравелиты, *10* — арголикские гранитоиды.





*а* — «ленточный» риолит (шлиф 17001-5), *б* — туфогравелит из слоя 6 (шлиф 17002), *в* — андезит (шлиф 17002-3), *г* — туфолава дацита (шлиф 17002-1). Pl — плагиоклаз, Fsp — КПШ, Qz — кварц, Hbl — роговая обманка, Bt — биотит, Cpx — клинопироксен.

Туфогравелиты представляют собой серо-зеленые породы со средне- и хорошо окатанными обломками (0.5 см) вулканитов преимущественно кислого состава (см. рис. 3, б). Единичные «плавающие» гальки размерами 3—10 см в поперечнике характерны для нижней части слоя. Вверх по его разрезу увеличивается степень окатанности галек и уменьшается их размерность. В верхней части слоя 7 разреза в гравелитах отмечена галька базальта с медной зеленью (см. рис. 2, в). Такая минерализация присуща базальтоидам ирбитейской свиты (Соок-Саирские проявления меди). Структура туфогравелитов псефитовая с элементами крупнопсаммитовой. Цемент базальный до порового. Сортировка обломочного материала средняя. Гальки туфогравелитов представлены андезитами и андезибазальтами (до 40 %) и кислыми эффузивами (до 15 %). Состав заполняющего материала более разнообразный: «песчинки» плагиоклаза (до 20 %), кварца (5 %), единичные осколки вулканического стекла, единичные фрагменты мелких сферолитов. Цемент породы алевропелитовый, серый тонко поляризующий, состоит из мельчайших зерен кварца и серых песчинок (возможно, окатанные частички перемытого вулканического пепла). По сравнению с подстилающими туфоконгломератами в гравелитах ухудшилась окатанность материала, сократилось общее число обломков вулканитов при относительном увеличении доли кислых разностей, и увеличился объем песчаной фракции.

### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕСПЕНСКИХ ВУЛКАНИТОВ

Химический состав деспенских вулканитов характеризуется широким диапазоном значений SiO<sub>2</sub> — от 58 до 76 % (табл. 1), несколько повышенными содержаниями калия (K<sub>2</sub>O = 2.5—4.4 %) и нат-

Компонент	17002-3	17003	17002-1	17002-2	17002-4	17001-3	17001-4	2251-1	17002-6	17001-5	17002-5	17001-2
SiO <sub>2</sub>	57.8	64.3	64.9	70.1	70.2	72.6	73.2	73.2	74.7	74.9	75.3	75.8
TiO <sub>2</sub>	0.86	0.56	0.50	0.38	0.34	0.34	0.29	13.1	0.23	0.18	0.22	0.29
$Al_2 \tilde{O}_3$	17.2	16.1	15.8	14.7	14.7	16.2	14.0	0.23	14.3	12.6	13.6	14.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3ofm</sub>	7.9	5.4	4.9	2.9	3.1	1.9	1.8	2.0	1.5	2.1	1.3	1.4
MnO	0.22	0.16	0.10	0.08	0.08	0.02	0.06	0.04	0.02	0.04	0.02	0.01
MgO	3.0	2.1	2.2	0.9	0.9	0.3	0.1	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2
CaO	5.3	3.7	3.5	1.9	2.6	0.2	1.0	0.9	0.7	0.6	1.1	0.2
Na <sub>2</sub> O	4.6	4.3	4.2	4.2	4.2	3.2	5.2	4.1	4.4	3.9	4.1	4.1
$\tilde{K_2O}$	1.8	2.5	3.0	3.5	3.2	4.2	3.3	4.1	3.5	4.4	3.9	2.5
$P_2O_5$	0.21	0.12	0.12	0.08	0.07	0.04	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
П.п.п.	1.89	1.17	1.18	1.54	1.44	1.75	1.07	0.6	0.85	0.28	1.22	1.93
Сумма	100.8	100.4	100.4	100.4	100.8	100.8	100.0	98.7	100.5	99.4	100.8	100.7
Rb	28	44	59	61	51	85	66	95	80	80	70	50
Sr	423	376	359	223	254	85	98	111	96	150	90	126
Y	27	21	20	19.9	20	33	33	17.9	19.9	34	18.3	24
Zr	144	195	178	203	198	325	285	140	169	272	164	311
Nb	3.6	4.4	4.7	5.2	5.2	8.1	7.4	5.2	6.2	7.4	6.3	7.5
Cs	0.26	0.64	0.60	0.60	0.37	1.35	0.90	1.33	0.97	0.71	0.49	1.01
Ba	568	648	647	758	732	797	596	771	725	1042	671	399
La	15.3	19.7	21	23	23	22	28	23.7	27	29	26	17.3
Ce	34	41	43	44	47	56	60	50	51	61	48	24
Pr	4.3	5.0	5.0	5.0	5.2	6.0	7.2	5.5	5.7	7.2	5.3	2.5
Nd	19.5	19.5	19.4	17.8	18.7	22	27	21	19.9	28	18.9	9.4
Sm	4.3	3.9	3.6	3.4	3.5	4.6	5.0	3.89	3.3	5.6	3.4	1.96
Eu	1.12	0.88	0.85	0.68	0.68	0.61	0.89	0.63	0.56	0.70	0.43	0.34
Gd	4.6	3.7	3.5	2.9	3.0	4.1	4.8	3.1	3.0	5.2	2.7	2.1
Tb	0.69	0.58	0.52	0.47	0.49	0.70	0.71	0.47	0.44	0.82	0.41	0.41
Dy	4.3	3.2	3.2	2.8	2.9	4.5	4.7	3.07	2.7	5.0	2.6	3.1
Но	0.90	0.69	0.69	0.63	0.63	1.00	1.02	0.65	0.60	1.14	0.56	0.75
Er	2.7	1.98	1.92	1.95	1.92	3.2	3.1	1.92	1.80	3.2	1.80	2.5
Tm	0.39	0.31	0.30	0.30	0.31	0.53	0.50	0.3	0.31	0.50	0.30	0.42
Yb	2.6	2.0	1.95	1.97	2.0	3.5	3.2	2.17	2.0	3.3	1.95	2.8
Lu	0.40	0.30	0.30	0.30	0.30	0.52	0.49	0.38	0.30	0.52	0.30	0.43
Hf	3.4	4.6	4.2	4.9	4.8	7.4	6.9	4.3	4.4	7.0	4.4	7.0
Та	0.20	0.29	0.26	0.34	0.34	0.49	0.46	0.43	0.40	0.43	0.37	0.43
Th	3.5	5.9	7.2	8.2	8.5	10.2	9.7	9.6	10.7	10.3	10.1	8.9
U	1.19	1.89	2.4	2.4	2.6	3.1	3.2	3.17	2.4	3.1	3.0	2.4

Таблица 1. Содержания петрогенных компонентов (мас. %), редкоземельных элементов (г/т) и микроэлементов (г/т) в деспенских вулканитах

Примечание. 17002-3 — андезит, 17003 — лавобрекчия дацитовая, 17002-1, 17002-2 — туфолава дацита, 17002-4, 17001-3, 2251-1 — риодацит, 17002-6, 17002-5, 17001-2, 17001-4, 17001-5 — риолиты.

Редкоэлементый состав образцов проанализирован в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН с помощью масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) Finnigan Element. Петрохимический состав определен в испытательной лаборатории АО «СНИИГГиМС» с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра ARL Optim'X по методике НСАМ №439-РС, основанной на измерении интенсивностей рентгеновской флуоресценции исследуемых элементов и их сравнении с интенсивностями элементов стандартных образцов.

рия (Na<sub>2</sub>O = 3.0—4.6 %). Фигуративные точки вулканитов на классификационной диаграмме TAS (рис. 4, *a*) [Le Maitre, 1989] образуют ряд от трахиандезитов (единичная проба) и дацитов до риолитов и трахириолитов. На диаграмме Nb/Y—Zr/TiO<sub>2</sub> (см. рис. 4,  $\delta$ ) все пробы попадают в поле риодацитов и дацитов, а единичные пробы — в поле риолитов.

Для вулканитов деспенской толщи характерна высокая железистость (FeO\*/(FeO\* + MgO) = 0.69— 0.93) (рис. 5,  $\delta$ ) и повышенная глиноземистость (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 14—17 %) (рис. 5,  $\epsilon$ ). Повышенные содержания щелочей, главным образом калия, позволяют относить их к щелочно-известковой и известково-щелочной сериям (см. рис. 5, a) и классифицировать как высококалиевые (рис. 5,  $\epsilon$ ). Подобный состав характерен для арголикских гранитоидов [Ветров и др., 2019], прорывающих деспенские вулканиты.

Кислые деспенские вулканиты на фоне ордовикских гранитоидов имеют относительно низкие содержания (г/т) Та (0.29—0.49), Nb (4.4—8.1), Y (18—34), Yb (2.0—2.8), Hf (4.2—7.4) и Zr (140—311) и несколько повышенные содержания Rb (44—95), Ba (399—1042) и Sr (90—376) (рис. 6). Для рассматриваемых риодацитов, риолитов и дацитов характерны дифференцированные спектры распределения REE



Рис. 4. Классификационные диаграммы (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)—SiO<sub>2</sub> [Le Maitre, 1989] (*a*) и Zr/TiO<sub>2</sub> — Nb/Y [Winchester, Floyd, 1977] (*б*) для вулканитов деспенской толщи.

ТРД — трахириодациты, ТР — трахириолиты. Серыми полями (здесь и далее) показан состав арголикских гранитоидов, по [Ветров и др., 2019].

 $((La/Yb)_N = 4.05-9.24)$  и наличие «европиевого минимума» (Eu/Eu\* = 0.39-0.76) (рис. 7, *a*). Такие спектры с преобладанием LREE над HREE типичны для высокодифференцированной кислой магмы. Европиевая аномалия может быть связана с аккумуляцией плагиоклаза в ходе кристаллизационной дифференциации расплава. Содержания REE в деспенских вулканитах (среднее значение  $\Sigma REE = 115 \text{ г/т}$ ) в ~1.8 раза меньше, чем в гранитоидах арголикского комплекса (среднее значение  $\Sigma REE = 210 \text{ г/т}$ ) [Ветров и др., 2019], но при этом спектры их распределения идентичны (см. рис. 7, *a*). На мультиэлементной диаграмме составы вулканитов образуют преимущественно субпараллельные спектры распределе-



Рис. 5. Классификационные диаграммы Фроста [Frost et al., 2001].

*a* — индекс «MALI»—SiO<sub>2</sub>, *б* — железистость—SiO<sub>2</sub>, *в* — индекс «ASI»—SiO<sub>2</sub>, *г* — K<sub>2</sub>O—SiO<sub>2</sub> для вулканитов деспенской толщи.

ния с хорошо выраженными отрицательными аномалиями по Ta, Nb, P, Ti (см. рис. 7,  $\delta$ ). На фоне мультиэлементного состава арголикских гранитоидов деспенские вулканиты выделяются более сильной Ta-Nb аномалией, отсутствием Sr минимума и более низкими содержаниями Y и Yb. Отсутствие Sr минимума на фоне схожего соотношения Eu/Eu\* может быть связано с различной степенью фракционной кристаллизации плагиоклаза, основного концентратора Eu и Sr (рис. 8). Одновременное обеднение Nb, Ta, P, Eu и Ti может указывать на коровую контаминацию деспенской магмы. Фактор коровой контаминации подтверждается отношениями K/Rb—Rb (рис. 9, a) и нормированными на примитивную мантию отношениями Th/Yb—Nb/Yb (рис. 9,  $\delta$ ).

По соотношениям Y/Nb, (Y + Nb)/Rb, согласно работе Дж. Пирса [Pearce et al., 1984], и по соотношению Rb/30—Hf—Ta·3, согласно работе X. Харриса [Harris et al., 1986], вулканические породы соответствуют островодужным, а гранитоиды — внутриплитным образованиям (рис. 10). Однако химический состав кислых деспенских вулканитов, в частности повышенные концентрации щелочей, высокие железистость и содержания высокозарядных и редкоземельных элементов являются типичными характеристиками гранитов *A*-типа [Collins et al., 1982], формирующихся во внутриплитных условиях. Сме-



Рис. 6. Бинарные диаграммы для кислых вулканитов деспенской толщи.

# Рис. 7. Спайдер-диаграммы редкоземельных элементов и мультиэлементные спайдер-диаграммы деспенских вулканитов.

Средний состав верхней коры приведен по [Rudnick, Gao, 2003]. Нормирование, по [Sun, McDonough, 1989].  $a - \delta$  — см. пояснения в тексте.

щение составов деспенских вулканитов из поля внутриплитных образований в поле островодужных пород могло быть вызвано как аккумуляцией плагиоклаза, так и контаминацией мантийных источников коровым материалом. В свою очередь, преобладание мантийных источников в области магмогенерации арголикских гранитоидов могло повлиять на смещение их составов в область внутриплитных образований. В целом по геохимическим характеристикам деспенские вулканиты схожи с прорывающими их арголикскими внутриплитными гранитоидами.

# ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА ДЕСПЕН-СКОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ

В данном разделе приведены имеющиеся геологические факты, позволяющие ограничить возраст вулканогенной толщи в долинер. Деспен, и результаты геохронологических



исследований (U-Pb датирование цирконов), подтвердившие предварительные заключения о возрасте деспенских вулканитов (рис. 11). Деспенские вулканиты залегают с азимутальным несогласием на раннекембрийских отложениях ирбитейской свиты. Среди обломков вулканогенно-обломочных разностей пород изученного разреза по р. Деспен в большом количестве присутствуют вулканиты (базальты, андезибазальты, андезиты) ирбитейской свиты. На то, что среди этих обломков присутствуют образования раннекембрийской ирбитейской свиты, указывают находки вулканитов основного состава с продуктами окисления самородной меди — малахитом, азуритом (см. рис. 2, *e*). Проявления самородной меди (Соок-Саирская группа) медно-эпидотовой формации известны в междуречье рек Деспен и Серлиг-Орук и приурочены к базальтоидам ирбитейской свиты. Очевидно, что деспенские вулканиты имеют возраст моложе раннего кембрия. В свою очередь, в валунах и гальке позднеордовикских валунных конгломератов адырташской свиты в междуречье рек Деспен и Серлиг-Орук содержатся обломки пород, имеюцие макроскопические сходства как с риодацитами из вулканогенной толци долины р. Десен, так и с прорывающими их гранитоидами Кызылдагского массива. Возраст гранитоидов (~450 млн лет) Кызылдагского массива был установлен ранее [Ветров и др., 2019] по U-Pb датированию цирконов, что подтверждает предположение о допозднеордовикском возрасте деспенских вулканитов.

С целью определения возраста рассматриваемой вулканогенной толщи выполнено U-Pb датирование цирконов из риодацитов (пробы 2251-1, 17002-4) и прорывающих их лейкогранитов (пр. 2223-1).



Методика геохронологических исследований и результаты аналитических расчетов детально приведены в работе [Vetrov et al., 2020]. Пробы вулканитов были отобраны в отдалении от инъекций и апофиз гранитоидов во избежание термального эффекта и искажения датировки. По пробе 2251-1, отобранной из нижней части слоя 12 (см. рис. 2) риодацитов (50°44'09" с.ш., 93°44'55" в.д.), получен позднеордовикский конкордантный возраст 453.1 ± 3.2 млн лет. Для пробы риодацитов 17002-4 из нижней части слоя 10 (50°43'45" с.ш., 93°44'09" в.д.) получен среднеордовикский конкордантный возраст 453.1 ± 3.2 млн лет. Для пробы риодацитов 17002-4 из нижней части слоя 10 (50°43'45" с.ш., 93°44'09" в.д.) получен среднеордовикский конкордантный возраст

Рис. 8. Корреляция значения европиевой аномалии (Eu/Eu\*) и содержания Sr в кислых вулканитах деспенской толщи.



Рис. 9. *а* — диаграмма K/Rb—Rb, по [Коваленко и др., 1981]; *б* — диаграмма (Th/Yb)<sub>pm</sub>—(Nb/Yb)<sub>pm</sub> для вулканитов деспенской толщи и арголикских гранитоидов.

Нормировано по примитивной мантии [Sun, McDonough,1989]. UCC — верхняя континентальная кора, LCC — нижняя континентальная кора [Taylor, McLennan, 1985]; обогащенная мантия (EMI, EMII) и HIMU (высокое значение  $\mu = ^{238}U/^{204}U$ ) [Condie, 2001].



Рис. 10. Дискриминационные диаграммы Дж. Пирса [Pearce et al., 1984]:

*a* — Nb—Y, *б* — Rb—(Y + Nb); *в* — тройная диаграмма Н. Харриса (Rb/30—Hf—Ta·3) [Harris et al., 1986] для вулканитов деспенской толщи и арголикских гранитоидов.

460.1 ± 3.5. Для лейкогранитов Кызылдагского массива (пр. 2223-1, 50°43′23″ с.ш., 93°48′25″ в.д.), прорывающих вулканиты, конкордантный возраст составил 459.8 ± 3.7 млн лет (средний ордовик). Эти геохронологические результаты не противоречат имеющимся геологическим фактам и позволяют выявить среднепозднеордовикские (~460—450 млн лет) вулканогенные образования среди каледонских структур Таннуольского террейна.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ Sm-Nd ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕСПЕНСКИХ КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ

Изотопно-геохимические исследования вулканитов кислого состава деспенской толщи проведены с целью оценки источников магмообразующих субстратов. Получены Sm-Nd характеристики для риолитов (пробы 17001-2, 17002-5, 17002-6) и риодацитов (пробы 17001-3, 17002-4, 2251-1) «по валу». Исследования пяти проб выполнены в Центре коллективного пользования «Геоаналитик» УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик М.В. Червяковская), и одна контрольная проба (2251-1) проанализирована в Центре изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург). Результаты Sm-Nd изотопных исследований приведены в табл. 2.

В Центре коллективного пользования «Геоаналитик» УрО РАН подготовка проб для изотопного Sm-Nd исследования проводилась следующим образом. Перед разложением, исходя из условий оптимального смешения и минимизации погрешностей [Журавлев и др., 1987], к навеске был добавлен трассер <sup>149</sup>Sm-<sup>150</sup>Nd. Разложение проб проводилось смесью кислот HF и HNO<sub>3</sub> в соотношении 3:1 в посуде Savillex<sup>тм</sup>. После разложения раствор выпаривали досуха, а к сухому остатку добавляли смесь кислот

HCl и HNO<sub>2</sub> в соотношении 3:1. Далее, после выпаривания при t = 190 °C, сухой остаток обрабатывали 10N HCl и выпаривали досуха. Полученный сухой остаток солей растворяли в 1N HCl и после центрифугирования в виде прозрачного раствора вносили в хроматографическую колонку. Хроматографическое выделение проводилось в две стадии: выделение суммы редких земель ступенчатым элюированием 1N и 0.05N HNO<sub>3</sub> образца на колонке со смолой TRU (фирма Triskem); и выделение Sm и Nd из суммы редких земель — на колонке со смолой LN (фирма Triskem) ступенчатым элюированием 0.15N, 0.3N и 0.75N HCl.

Определение изотопных отношений Sm-Nd системы проводилось на масс-спектрометре с

0.080

0.078

0.076

0.074

0.072

0.070

0.078

0.076

0.074

0.072

0.070

0.068

0.46

0.50

<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U

0.51

0.53

2251-1

<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U

17002-4



Рис. 11. Результаты изотопного U-Pb датирования цирконов из деспенских вулканитов и лейкогранитов Кызылдагского массива, по [Ветров и др., 2019; Vetrov et al., 2020].

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для кислых вулканогенных пород деспенской толщи

Проба	Sm	Nd	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	E(t)	$T(DM_1),$	<i>T</i> (DM <sub>2</sub> ),	Возраст,	
	г/т		Sill I'd	110/ 110	C <sub>Nd</sub> (r)	млрд лет	млрд лет	млрд лет	
17001-2	2.05	9.06	0.13676	0.512619	+3.1	0.97	0.94	0.45	
17001-3	4.85	23.43	0.12505	0.512702	+5.4	0.70	0.72	0.45	
17002-4	3.80	19.65	0.11690	0.512674	+5.3	0.68	0.73	0.45	
17002-5	4.11	23.66	0.10506	0.512656	+5.6	0.63	0.69	0.45	
17002-6	4.61	25.41	0.10976	0.512606	+4.4	0.74	0.82	0.45	
2251-1	3.67	20.5	0.10820	0.512613	+4.6	0.72	0.80	0.45	

Примечание. Значения с литерой t — первичные, пересчитанные на возраст, указанный в последнем столбце. Погрешность измерений составляет 0.002 % для <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd и 0.005 % для <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd.

индуктивно связанной плазмой Neptune Plus. Контроль измерений осуществлялся с помощью стандартного раствора фирмы Merck (Neodymium ICP standard traceable to SRM from NIST Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) значение изотопного отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd, измеренное в рамках данной измерительной сессии составило 0.511725 ± ± 0.000014 (SE, abs). Правильность методики оценивалась периодическими измерениями базальта BHVO-2 и андезита AGV-2, погрешность измерений составила 0.002 % для <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd и 0.005 % для <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd. Изотопный анализ Sm и Nd в Центре изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ» выполнен на 7-коллекторном масс-спектрометре Triton T1 по методикам, описание которых было дано ранее [Богомолов и др., 2002]. Для контроля измерений неодима использован стандарт JNd-1 (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd =  $= 0.512100 \pm 10$ ). Значения  $\varepsilon_{Nd}$  вычислялись относительно модельного хондритового резервуара CHUR с параметрами <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512638, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.1967 [Фор, 1989], с учетом возраста анализируемых пород (450 млн лет). Модельные возрасты  $T_{Nd}$  корового материала оценены по двухстадийной модели [Liew, Ноfmann, 1988], по данным [De Paolo et al., 1991], — <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.513079,  $\varepsilon_{Nd}$  = 8.6 и Sm/Nd = 0.352 (<sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.21194).

Изотопно-геохимические Sm-Nd исследования кислых деспенских вулканитов показывают, что они характеризуются высоким первичным отношением <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd, а значения  $\varepsilon_{Nd}(T)$  варьируют от +3.1 до +5.6. Модельный возраст источника деспенских вулканитов, т. е. предполагаемое время отделения их протолита от деплетированной мантии, отвечает позднему рифею ( $T_{Nd}$ (DM-2st) от 0.69 до 0.94 млрд лет). Как видно на диаграмме  $\varepsilon_{Nd}(T)$ —возраст (рис. 12), полученный изотопно-геохимический Sm-Nd состав среднепозднеордовикских вулканитов деспенской толщи согласуется с моделью эволюции изотопного состава Nd пород Таннуольского террейна Восточной Тувы [Монгуш и др., 2011] без какоголибо отклонения, например, в направлении к области изотопного состава пород Тувино-Монгольского массива. Анализ изотопно-геохимических Sm-Nd характеристик деспенских кислых вулканитов и прорывающих их арголикских гранитоидов показал схожий состав источников магмообразующих субстратов. Ранее [Ветров и др., 2019] для лейкогранитов арголикского комплекса получены значения  $\varepsilon_{Nd}(T)$  +4.7 и +5.5 и позднерифейские модельные возрасты ( $T_{Nd}$ (DM-2st) 0.71 и 0.78 млрд лет). Это подтверждает предположение о генетическом родстве деспенских вулканитов и гранитоидов арголикского комплекса, которые образуют единую вулканоплутоническую ассоциацию.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Деспенская вулканогенная толща мощностью более 1.5 км сложена риолитами, риодацитами, дацитами, в подчиненном количестве — андезитами, вулканокластическими и вулканогенно-осадочными породами, фрагментарно сохранившимися в составе вулканической постройки. Наиболее типичные для



# Рис. 12. Диаграмма ε<sub>Nd</sub>—возраст для деспенских вулканитов (черные треугольники, новые данные) и арголикских гранитоидов (серые круги, по [Ветров и др., 2019]).

Серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd магматических пород Таннуольского террейна, по [Монгуш и др., 2011].

разреза риолиты и риодациты имеют «девонотипный облик», что, вероятно, и стало причиной прежнего отнесения этих вулканитов к раннедевонскому этапу. Литолого-фациальный анализ и петрографические исследования пород деспенской толщи позволяют реконструировать условия их формирования. Большое количество вулканокластитов с обломками, однородными по составу с лавовой массой говорит о том, что извержение деспенских вулканитов носило эксплозивный характер. Угловатые обломки гипабиссальных гранитоидов, обнаруженные среди изученных вулканитов, вероятно, захвачены лавой из жерла палеовулкана и вынесены на поверхность. Эти обломки гипабиссальных гранитоидов имеют схожие черты с арголикскими гранитоидами Кызылдагского массива, которые, вероятно, заполнили не только подводящий канал и жерловину палеовулкана, но и его приповерхностную магматическую камеру на завершающей стадии среднепозднеордовикского магматического процесса.

Анализ геохимических особенностей вулканитов деспенской толщи и арголикских гранитоидов показал их сходство: вулканиты и гранитоиды характеризуются повышенными концентрациями щелочей (особенно калия), высокой железистостью, металюминевым и слабопералюминиевым составом, высокими содержаниями HFSE и REE. Такие разновидности пород образуются путем дифференциации толеитовых базальтов или плавления коровых субстратов, образованных из обогащенного мантийного источника [Rudnick, Gao, 2003; Frost, Frost, 2011]. Спектры распределения РЗЭ составов деспенских вулканитов и арголикских гранитоидов, характеризуемые хорошо проявленной Еu аномалией и плоскими спектрами HREE и схожие со средним составом верхней континентальной коры (см. рис. 7, *a*), предполагают генерацию магмы в условиях верхней коры на небольших глубинах. В то же время по сравнению с арголикскими гранитоидами деспенские вулканиты обеднены суммарным количеством REE и не имеют Sr минимума на мультиэлементных спектрах. Относительно низкие содержания Та, Nb, Y и Yb в вулканитах выявляют островодужные характеристики на дискриминационных тектонических диаграммах, в то время как гранитоиды попадают в поля внутриплитных образований. Такие различия геохими ческих особенностей вулканитов и гранитоидов могут быть связаны как с различными источниками вещества, формирующего первичные расплавы, так и с различными условиями кристаллизации расплавов.

Основным механизмом формирования вулканогенной толщи, как и гранитоидов, является фракционирование толеитовых магм. Этот механизм объясняет геохимические параметры мантийных магм, которые в составе вулканитов проявлены в меньшей мере по сравнению с гранитоидами, что, в свою очередь, может быть связано с большей контаминацией расплава коровым веществом. На существенную коровую контаминацию расплава в процессе формирования вулканитов указывают низкое отношение K/Rb, высокое Th/Yb, одновременное обеднение Nb, Ta, P, Eu и Ti. Следует отметить, что в гранитоидах не обнаружено геохимических свидетельств такой же существенной контаминации материалом континентальной коры, которая была возможна на последних стадиях эволюции расплава, например, в результате продвижения магмы к поверхности по подводящим каналам.

Деспенские вулканиты на фоне арголикских гранитоидов являются менее эволюционировавшими. Об этом свидетельствуют несколько меньшее содержание  ${\rm SiO}_2$  и несовместимых микроэлементов в составе вулканитов, а также сравнительно низкая степень фракционной кристаллизации плагиоклаза. Однако в современной популярной модели развития вулканоплутонических систем [Bachmann, Bergantz, 2008] предусматривается подъем высокодифференцированной жидкой обедненной кристаллами магмы с образованием вулканических пород на поверхности и последовательным застыванием менее эволюционировавших плутонических пород в магматической камере на глубине. В нашем случае в магматических камерах происходило неэффективное отделение кристаллов от жидкости, что, в свою очередь, могло способствовать эффективному удалению любой расширяющейся газовой фазы, обогащенной  $H_2O$ [Cheng et al., 2018], и привести к взрывному типу извержения, о котором говорилось ранее. Также можно предположить в процессе эволюции временный разрыв связи вулканического аппарата с магматической камерой или формирование промежуточных камер, где фракционирование продолжалось без потери летучих компонентов через вулканизм на поверхности, что привело к образованию несколько более эволюционировавших гранитоидов.

Изотопно-геохимические (Sm-Nd) исследования подтверждают генетическое родство для вулканитов деспенской толщи и арголикских гранитоидов и указывают на единый источник вещества для первичных магм. Значения  $\varepsilon_{Nd}(T) = +3.1...+5.6$  и модельные возрасты источника (0.69—0.94 млрд лет) для вулканитов близки к значениям  $\varepsilon_{Nd}(T) = +4.7$  и +5.5 и модельным возрастам протолита (0.71 и 0.78 млрд лет) для гранитоидов арголикского комплекса. Такое однообразие полученных значений  $\varepsilon_{Nd}(T)$ и модельных возрастов снижает вероятность корового плавления и смешение коровых выплавок с мантийными магмами в процессе эволюции расплава. Источник, из которого были выплавлены деспенские вулканиты и арголикские гранитоиды, вероятно, имел надсубдукционное происхождение. Исходные магмы могли быть сформированы в результате воздействия мантийного плюма на литосферную мантию, метасоматически переработанную в ходе предшествующих субдукционных процессов, связанных с развитием Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы. На ведущую роль мантийного источника в процессе генерации магм для деспенских вулканитов и арголикских гранитоидов также указывают низкие значения (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub> = 0.703298 и 0.704040, полученные ранее для гранитоидов арголикского комплекса [Ветров и др., 2019]. Надсубдукционные признаки этих исходных магм унаследованы и проявлены в Та-Nb минимуме на спектрах распределения мультиэлементов и конфигурации фигуративных точек деспенских вулканитов на дискриминационных диаграммах.

Геологические данные и U-Pb датирование цирконов из вулканитов деспенской толщи и прорывающих их гранитоидов Кызылдагского массива позволяют уверенно установить среднепозднеордовикский (460—450 млн лет) возраст формирования характеризуемой вулканоплутонической ассоциации. Ранее С.Н. Рудневым [2013] было установлено, что в это время в пределах Таннуольского террейна были сформированы магнезиальные высокоглиноземистые плагиограниты, имеющие схожие изотопно-геохимические характеристики ( $\varepsilon_{Nd}(T) = +3.4...+5.8$ ; модельные возрасты 0.72—0.92 млрд лет) с деспенскими вулканитами и арголикскими гранитоидами. Однако генерация магм этих плагиогранитов происходила на больших глубинах (P > 15 кбар) в равновесии с Hbl-Cpx-Pl-Gar реститом. В отличие от магнезиальных плагиогранитов для железистых деспенских вулканитов и арголикских гранитоидов предполагаются малые глубины, низкие давления и формирование магмы в равновесии с плагиоклазовым реститом. Вероятно, такое одновозрастное формирование разноглубинных магматических камер связано с различным эффектом воздействия мантийного очага, который на больших глубинах за счет подъема теплого фронта обеспечивает генерацию магм для магнезиальных плагиогранитов путем плавления корового субстрата и является источником вещества для малоглубинных магм железистых вулканитов и гранитоидов.

Формирование кислых железистых расплавов предполагает режим растяжения, при котором более тонкая кора позволяет толеитовой магме и мантийному теплу достичь поверхности Земли [Haapala, Rämö, 1990; Frost, Frost, 2011]. На рубеже 460—450 млн лет в регионе завершились субдукционные и коллизионные процессы [Бабин и др., 2006]. Возможно, деспенские вулканиты и арголикские гранитоиды соответствуют эпизоду постколлизионного растяжения орогена, сопровождавшегося локальными проявлениями рифтогенного вулканизма. В частности, позднеордовикский возраст имеют камптонитовые дайки Агардагского щелочно-базальтового комплекса Западного Сангилена [Гибшер и др., 2012], образование которых связывается с обстановкой растяжения [Владимиров и др., 2005]. Вероятно, формирование деспенских вулканитов в ассоциации с гранитоидами арголикского комплекса происходило на заключительной стадии развития коллизионного орогена в ходе гравитационного коллапса, происходившего на коровом уровне. Для этой стадии характерно постколлизионное остывание литосферы, способствующее релаксации растяжения в условиях ослабления сжатия.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований в пределах каледонских структур Таннуольского террейна изучена вулканогенная толща, маркирующая среднепозднеордовикский (460—450 млн лет) этап вулканизма, связанный с одновозрастным гранитоидным магматизмом. Вулканиты в долине р. Деспен сформированы в течение двух эпизодов активной эксплозивной вулканической деятельности, разделенных перерывом магматической активности. Деспенские вулканиты с гранитоидами арголикского комплекса образуют единую вулканоплутоническую ассоциацию и представлены преимущественно кислыми железистыми металюминиевыми и слабопералюминиевыми образованиями. Генерация магмы для вулканитов и гранитоидов происходила в малоглубинных условиях верхней коры путем дифференциации толеитовых базальтов. Источник магмы характеризуется  $\varepsilon_{Nd}(T) = +3.1...+5.6$  и позднерифейским (0.69—0.94 млрд лет) модельным возрастом. На завершающих этапах эволюции вулканоплутонической ассоциации предполагается формирование промежуточных магматических камер, где дальнейшее фракционирование привело к генерации более эволюционировавшей магмы для арголикских гранитоидов, и интенсивная контаминация коровым веществом деспенских магм по мере их продвижения к земной поверхности.

Деспенские вулканиты в составе вулканоплутонической ассоциации среднепозднеордовикского возраста формировались в эпиконтинентальных условиях на складчатом фундаменте и занимают промежуточное положение между комплексами кембрийско-раннеордовикского и среднепалеозойского тектономагматических циклов. Возможно, их образование связано с процессами постколлизионного растяжения и релаксации утолщенной коры раннекаледонского коллизионного орогена.

Авторы признательны и хотели бы выразить благодарность коллегам из ФГБУ «ВСЕГЕИ» Н.И. Гусеву и Ю.Е. Вовшину за помощь в проведении геохронологических исследований, а также рецензентам Н.Н. Круку и А.А. Воронцову за ценные комментарии, которые, несомненно, способствовали улучшению статьи.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках грантов 19-05-00145, 18-35-20025, 17-05-00819 и государственного задания ИГМ СО РАН.

#### ЛИТЕРАТУРА

Бабин Г.А., Шокальский С.П. Основные черты геологического строения Алтае-Саянской складчатой области (тектоническое районирование, стратиграфия, магматизм, история геологического развития) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2017, № 6с, с. 19—37.

Бабин Г.А., Зейферт Л.Л., Щигрев А.Ф., Кондрашов А.К., Кораблева Т.В., Сазонов В.А., Тереда Н.Ф., Черных А.К., Головина А.Г. Легенда Алтае-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (третье издание). Новокузнецк, Запсибгеолсъемка, 2006, 172 с.

Богомолов Е.С., Гусева В.Ф., Турченко С.И. Мантийное происхождение мафитовой расслоенной интрузии Панских Тундр: изотопные Sm-Nd и Rb-Sr свидетельства // Геохимия, 2002, № 9, с. 946—951.

Ветров Е.В., Черных А.И., Бабин Г.А. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса: геодинамическая позиция, возраст и металлогения // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (5), с. 641—655.

Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектонометаморфической эволюции Сангилена (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // ДАН, 2005, т. 405, № 1, с. 82—88.

Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Крук Н.Н. Геодинамическое положение, строение и состав непрерывных трахибазальт-трахиандезит-риолитовых серий северной части Алтае-Саянской области: роль коромантийного взаимодействия в континентальном магмообразовании // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (12), с. 2055—2078.

**Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Травин А.В., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В., Конц З.** Возраст камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса Западного Сангилена на основании Ar/Ar и U/Pb датирования // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (8), с. 998—1013.

Гордиенко И.В. Вулканизм различных геодинамических обстановок Центрально-Азиатского складчатого пояса // Литосфера, 2004, № 3, с. 4—16.

**Гордиенко И.В.** Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

**Гордиенко И.В., Метелкин Д.В.** Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 91—108.

**Государственная** геологическая карта Российской Федерации. М-б 1: 200 000. Серия Западно-Саянская. Лист М-46-Х. М., Госгеолтехиздат, 1961.

**Государственная** геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-46: Кызыл. Объяснительная записка. СПб., ВСЕГЕИ, 2008.

Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.

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

**Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, кн. 1, 328 с.; кн. 2, 334 с.

Коваленко В.И., Антипин В.С., Рябчиков И.Д. Вариации коэффициента распределения рубидия в магматических породах // Геохимия, 1981, № 7, с. 1017—1029.

Крук Н.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Гибшер А.С., Советов Ю.К., Сергеев С.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Левченко О.А., Махлаев Е.Н., Дербан А.Г. «Девонотипный» магматизм Восточного Саяна (по данным U-Pb изотопных исследований) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, Изд-во ТПИ, 2002, т. 1, с. 189—193.

**Кузьмичев А.Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., ПРОБЕЛ-2000, 2004, 192 с.

Малеев Е.Ф. Вулканиты. Справочник. М., Недра, 1980, 240 с.

Монгуш А.А., Сугоракова А.М. Бреньский гранитоидный комплекс и «сайлыгская» вулканогенная толща — позднеордовикская вулканоплутоническая ассоциация Восточной Тувы // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов (материалы I Междунар. конф.). Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2008, с. 254—256.

Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А. Тектономагматическая эволюция струк-

турно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде-раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (5), с. 649—665.

Перфилова О.Ю., Михайленко В.В., Коптев И.И., Сидорас С.Д. Кошкулакский эталон ордовикской вулканоплутонической ассоциации (Кузнецкий Алатау). Красноярск, КНИИГиМС, 1999, 159 с.

Рублев А.Г. Шергина Ю.П. Ордовикский магматизм Восточного Саяна, Минусы и Кузнецкого Алатау // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и Республики Хакасия. Красноярск, ФГУП «Красноярскгеолсъемка», 1996, вып. 3, с. 58—63.

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

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

Фор Г. Основы изотопной геологии. Пер. с англ. М., Мир, 1989, 589 с.

Черных А.И., Ветров Е.В., Пихутин Е.А. Геологическое строение и металлогения западной части Восточно-Таннуольского рудного района (Республика Тыва) — на основе новых геохимических и изотопно-геохронологических данных // Отечественная геология, 2017, № 2, с. 4—21.

Школьник С.И., Иванов А.С., Резницкий Л.З., Летникова Е.Ф., Хё Хаю, Ю. Хиоланг, Ли Юджин, Вишневская И.А., Бараш И.Г. Среднеордовикские эффузивы Хамсаринского террейна (Тува) как индикаторный комплекс // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (9), с. 1298—1313.

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

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

**Cheng Y., Spandler C., Chang Z., Clarke G.** Volcanic–plutonic connections and metal fertility of highly evolved magma systems: A case study from the Herberton Sn–W–Mo Mineral Field, Queensland, Australia // Earth Planet. Sci. Lett., 2018, v. 486, p. 84–93.

**Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W.** Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // Contrib. Mineral. Petrol., 1982, v. 80, p. 189–200.

**Condie K.C.** Mantle plumes and their record in Earth history. Oxford, UK, Cambridge University Press, 2001, 305 p.

**De Paolo D. J., Linn A. M., Schubert G.** The continental crust age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States // J. Geophys. Res., 1991, v. 96, № B2, p. 2071—2088.

**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. 1771–1802.

Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // J. Petrol., 2011, v. 52, p. 39—53.

Haapala I., Rämö O.T. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites of Finland // Ore-bearing granite systems: petrogenesis and mineralizing processes. Geol. Soc. Am., Spec. Pap. 246, 1990, p. 275–286.

Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism / Eds. M.P. Cowards, A.C. Ries. Collision tectonics // Geol. Soc. London, Spec. Publ., 1986, v. 19, p. 67–81.

**Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.** Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth Sci. Rev., 2010, v. 102,  $N_{0}$  1—2, p. 29—59.

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

Liew T.C., Hofmann A.W. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study // Contrib. Mineral. Petrol., 1988, v. 98, p. 129—138.

**Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol., 1984, v. 25, p. 956—983.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust / Eds. R.L. Rudnick, H.D. Holland, K.K. Turekian // Treatise on geochemistry. Oxford, Elsevier-Pergamon, 2003, v. 3, p. 1–64.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. London, Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.

**Taylor S.R., McLennan S.M.** The continental crust: Its composition and evolution: An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Oxford, Blackwell Scientific, 1985, 312 p.

Vetrov E.V., De Grave J., Vetrova N.I., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P.I. Tectonic history of the South Tannuol Fault Zone (Tuva Region of the Northern Central Asian Orogenic Belt, Russia): Constraints from multi-method geochronology // Minerals., 2020, v. 10 (1), p. 56, doi:10.3390/ min10010056.

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 Н.Н. Круком Поступила в редакцию 16 декабря 2019 г. принята в печать 29 июня 2020 г.