

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ УСТЬ-КАРСКОЙ ВПАДИНЫ (Восточное Забайкалье) И ЕГО СООТНОШЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ БОЛЬШЕХИНГАНСКОГО И ВОСТОЧНО-МОНГОЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Ф.М. Ступак, В.В. Ярмолук, Е.А. Кудряшова

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия*

Рассмотрена проблема происхождения позднеюрского-раннемелового вулканизма в пределах северной части Аргунского террейна (Восточное Забайкалье). Приведены новые данные по геологии, возрасту и составу позднемезозойских вулканических комплексов Усть-Карской впадины. Выделены три этапа вулканизма: титон-берриасский (~150—143 млн лет), валанжинский (~140—136 млн лет) и готеривский (~134—131 млн лет), в течение которых сформировались вулканиты и осадки трех свит — урдоганской, усть-карской и шилкинской соответственно. Рассмотрены петрохимические и геохимические характеристики пород всех трех свит. Во времени составы однотипных по химизму пород этих свит эволюционировали в сторону повышения в них содержания несовместимых элементов. Проведено сопоставление пород Усть-Карской впадины с разновозрастными магматическими образованиями Большехинганского и Восточно-Монгольского поясов, возникших в обстановках активной окраины и внутриконтинентального рифтогенеза соответственно. Показано сходство составов пород впадины с вулканитами Большехинганского пояса. Сделан вывод, что позднемезозойский магматизм в северной части Аргунского террейна контролировался субдукционными процессами, которые определили формирование позднемезозойской активной континентальной окраины азиатского континента.

Позднемезозойский вулканизм, геохимические корреляции, Восточное Забайкалье, Большехинганский пояс, Восточно-Монгольский пояс.

LATE MESOZOIC VOLCANISM IN THE UST'-KARA BASIN (*eastern Transbaikalia*) AND ITS RELATIONSHIP WITH MAGMATISM OF THE GREAT XING'AN AND EAST MONGOLIAN VOLCANIC BELTS

F.M. Stupak, V.V. Yarmolyuk, and E.A. Kudryashova

The origin of the Late Jurassic–Early Cretaceous volcanism within the northern part of the Argun terrane (eastern Transbaikalia) is considered. New data on the geology, age, and composition of late Mesozoic volcanic complexes of the Ust'-Kara basin are presented. Three stages of volcanism have been identified: Tithonian–Berriasian (~150–143 Ma), Valanginian (~140–136 Ma), and Hauterivian (~134–131 Ma), during which volcanic rocks and sediments of three formations (Udyugan, Ust'-Kara, and Shilka, respectively) were deposited. The petrochemical and geochemical characteristics of the rocks of these formations are considered. The compositions of chemically similar rocks evolved toward an increase in the contents of incompatible elements. The rocks of the Ust'-Kara basin are compared with the coeval igneous rocks of the Great Xing'an and East Mongolian belts, which formed in the settings of an active margin and intracontinental rifting, respectively. It is shown that the rocks of the basin are similar in composition to the volcanics of the Great Xing'an belt. A conclusion has been drawn that the late Mesozoic magmatism in the northern part of the Argun terrane was controlled by subduction processes, which led to the formation of the late Mesozoic active continental margin of the Asian continent.

Late Mesozoic volcanism, geochemical correlations, eastern Transbaikalia, Great Xing'an belt, East Mongolian belt

ВВЕДЕНИЕ

В позднем мезозое в пределах Восточной Азии возникла крупная вулканическая провинция, охватившая территорию площадью около 4 млн км². Ее восточный край определялся существовавшей тогда границей азиатского континента, тогда как большая часть провинции прослеживалась далеко (~1200 км) в глубь континента. В строении вулканической провинции выделяется ряд одновременно формировавшихся вулканических областей — Гоби-Алтайская, Восточно-Монгольская, Западно-Забайкальская,

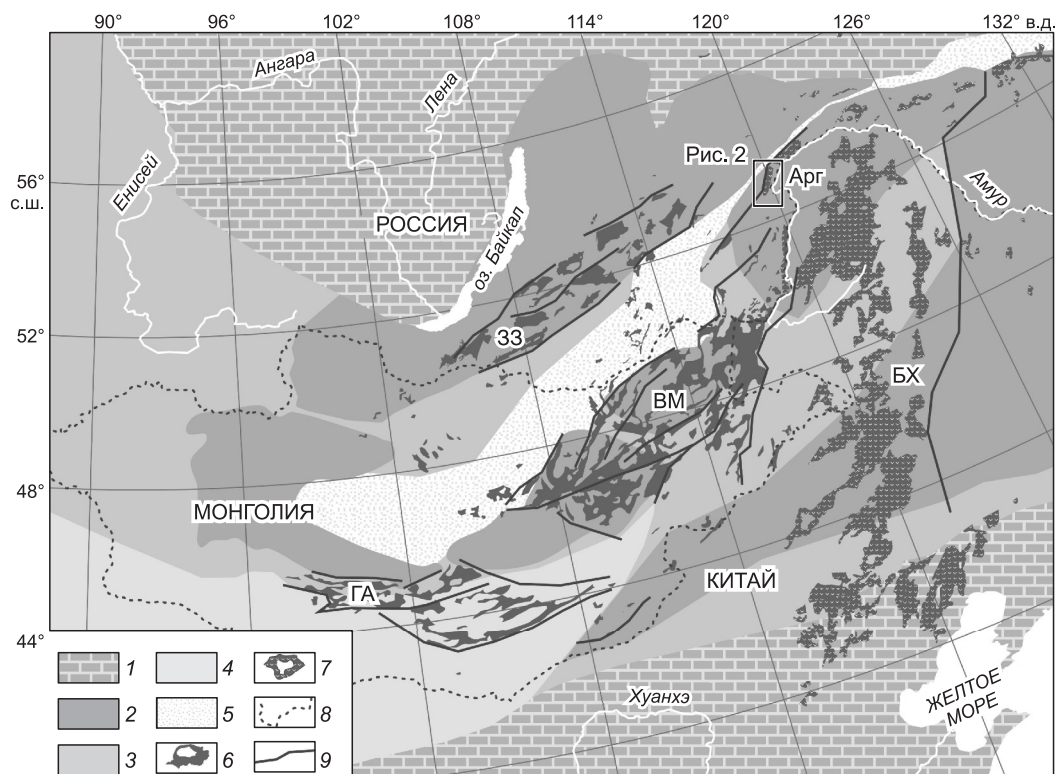


Рис. 1. Схема строения позднемезозойской магматической провинции Центральной и Восточной Азии на основе [Atlas..., 2008].

1 — кратоны; 2—5 — складчатые области: 2 — поздненеопротерозойские (Арг — Аргунский террейн), 3 — раннепалеозойские (раннекаледонские), 4 — среднепозднепалеозойские (герцинские), 5 — Монголо-Охотская; 6, 7 — лавовые поля: 6 — рифтовых областей (33 — Западно-Забайкальской, ВМ — Восточно-Монгольской, ГА — Гоби-Алтайской), 7 — Большехинганского (БХ) пояса; 8 — государственные границы; 9 — разломы. В прямоугольнике показано местоположение Усть-Карской впадины.

Алданская, Большехинганская [Ярмолук и др., 1995], развитие которых определялось различными геодинамическими обстановками, отразившимися в особенностях проявления магматизма в их пределах. Так, Большехинганский пояс представляет собой вулканический пояс, который возник в краевой части континента вблизи зоны конвергенции океанической и континентальной литосферных плит и характеризовался типичным для таких зон известково-щелочным магматизмом [Zhang et al., 20086]. Другие вулканические области были связаны с процессами внутриплитного рифтогенеза, определившими преимущественно базитовый тип магматизма в их пределах [Ярмолук и др., 1995]. Пространственная разобщенность этих вулканических областей и различия в составе магматических ассоциаций и их структурной позиции в целом не создают проблем при определении границ между сферами влияния конвергентных и внутриплитных процессов в пределах провинции. Исключение представляет территория Аргунского блока, лежащая на пересечении продолжений Большехинганского и Восточно-Монгольского поясов (рис. 1). Для нее вопрос о границе между вулканическими областями разной геодинамической принадлежности остается открытым, как и вопрос о том, какие механизмы магнообразования оказали решающее влияние на состав магматических продуктов этой территории. Для того чтобы ответить на эти вопросы, был изучен вулканизм Усть-Карской впадины, расположенной в области пересечения упомянутых вулканических поясов в северной части Аргунского блока вблизи Монголо-Охотского шва (см. рис. 1).

Прежде чем перейти к описанию позднемезозойского магматизма Усть-Карской впадины, кратко остановимся на тех принципиальных характеристиках, которые связаны с различиями магматизма обоих вулканических поясов и, таким образом, свидетельствуют о разной природе его источников.

Большехинганский (БХ) вулканический пояс зародился в средней—поздней юре (~166—145 млн лет назад [Xu et al., 2013]). В пределах Аргунского террейна этому интервалу развития пояса соответствуют вулканические комплексы Шадоронской впадины [Ступак и др., 2016]. Они прослеживались вдоль границ Аргунского блока со структурами Агинской плиты, далее к югу на территорию Ки-

тая, где им соответствует формация Tamulangou базальтовых трахиандезитов и трахиандезитов [Xu et al., 2013]. В составе шадоронской серии распространены андезиты, дациты, латиты и кварцевые латиты, а также их лавобрекчии и туфы, характеризующиеся низкой титанистостью и железистостью, высокой глиноземистостью и магнезиальностью. Времени формирования шадоронской серии отвечают гранитоиды шахтаминского комплекса, возникшие в интервале ~162—155 млн лет и характеризующиеся монцитонитовым составом пород [Берзина и др., 2013]. Более поздние стадии формирования БХ пояса изучены в китайской его части, где различаются формации: Jixiangfeng и Manitu — риолитов и их туфов с участием пород основного состава (~145—138 млн лет), Yiliekedede — базальтов и базальтовых андезитов (125 ± 10 млн лет) [Wang et al., 2006; Zhang et al., 2008b; Xu et al., 2013]. Для наиболее основных пород этих ассоциаций характерны относительно низкие содержания $\text{TiO}_2 < 1.5$ мас.% и Ta-Nb минимум на спайдерграммах. С учетом геологического положения вулканического пояса, тяготевшего к окраине палеоконтинента, такие геохимические характеристики, типичные для обстановок конвергентного типа, позволили связать магматизм пояса с активной континентальной окраиной [Zhang et al., 2008b; Xu et al., 2013].

Восточно-Монгольский (ВМ) вулканический пояс охватывает значительную часть Восточной Монголии и Приаргунский район России. Имеющиеся геологические и геохронологические данные [Dash et al., 2015; Ступак и др., 2018a] показывают, что наибольшее распространение в его пределах получили вулканические толщи начала раннего мела (~130—120 млн лет). Они представлены лавовыми толщами, сложенными трахибазальтами и трахиандезибазальтами, которые выполняют системы широких впадин и грабенов северо-восточного простирания. К середине раннего мела относятся экструзии и отдельные вулканы трахитов-трахириолитов. Вулканические толщи второй половины раннего мела (~120—100 млн лет) сложены преимущественно трахибазальтами и трахиандезибазальтами. Они образуют, как правило, пространственно обособленные лавовые поля. Позднемеловые проявления вулканизма характеризуются щелочным составом (тефриты и тешениты), образующие системы куполов, штоков и лакколитов. В целом основные породы ВМ вулканического пояса характеризуются повышенными содержаниями $\text{TiO}_2 > 2$ мас.%. В геохимическом плане они выделяются общим высоким уровнем содержания большинства несовместимых элементов, включая Ta и Nb [Павлова и др., 1990; Шатков и др., 2010; Dash et al., 2015; Ступак и др., 2018a]. Указанные особенности магматизма ВМ пояса сближают его с другими позднемезозойскими рифтовыми областями Центральной Азии, формирование которых было связано с активностью мантийных плюмов [Ярмолюк и др., 1995].

Таким образом, рассматриваемые пояса различаются как по геологической позиции, так и по характеру магматизма. Последние различия достаточно контрастны, что позволяет использовать их при определении геологической позиции Усть-Карской впадины.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСТЬ-КАРСКОЙ ВПАДИНЫ

Усть-Карская впадина расположена в юго-восточной части Забайкальского края (Россия), в среднем течении р. Шилка, узкой полосой протянувшись по обоим ее берегам между поселками Шилкинский Завод и Нижние Куларки на расстояние около 40 км (рис. 2). В структурном отношении в ней выделяются два грабена — Усть-Карский и Урдюганский. Существует мнение [Мисник, Шевчук, 1975], разделяемое нами, что данная впадина является реликтом более крупной отрицательной структуры — Ботовско-Карийской впадины, продолжавшейся в южном направлении до пос. Боты. Здесь расположен еще один крупный ее реликт — грабен р. Кума [Ступак, 2012].

В геологическом отношении Усть-Карская впадина наложена на разновозрастные структуры Аргунского террейна, сложенные комплексами магматических, осадочных и метаморфических пород, формировавшихся в интервале времени от позднего рифея до поздней юры [Государственная..., 2010]. Впадина расположена в той части Аргунского террейна, которая тяготеет к области ожидаемого пересечения структур ВМ и БХ вулканических поясов. Поэтому она приобретает ключевое значение для понимания того, влияние которого из поясов было определяющим в этой части позднемезозойской магматической провинции.

Структурно Усть-Карская впадина является двусторонним грабеном. Его восточная граница оформлена надвигом, по которому образования домелового фундамента надвинуты под углом около 30° на вулканические и осадочные породы грабена, а западная — сбрососдвигом, падающим в противоположном надвигу направлении под более крутым углом.

В южной части грабена на левобережье Шилки одной из ветвей этого сбрососдвига контролируется обособленный, небольшой размером ~1×7 км **Урдюганский грабен** (см. рис. 2). Его заполняют преимущественно грубообломочные красноцветные отложения и вулканические породы одноименной свиты, являющиеся самыми древними из позднемезозойских образований Усть-Карской впадины. Вулканические породы проявились здесь преимущественно в субвулканической фации. Среди них в южной части гра-

Таблица 1. Результаты геохронологических исследований пород Усть-Карской впадины

Свита (ассоциация)	№ пробы	Порода	Место отбора	К-Аг		
				Калий, % ($\pm \sigma$)	^{40}Ar , нг/г ($\pm \sigma$)	Возраст, млн лет ($\pm 2\sigma$)
Шилкинская	99-3*	Анамезитовый трахиандезит	р. Кума	2.32 ± 0.03	21.95 ± 0.10	131.5 ± 3
	99-29		руч. Илия	1.98 ± 0.02	19.14 ± 0.09	134 ± 3
Усть-Карская	22-97	Трахиандезит	руч. Жерон	2.70 ± 0.03	26.36 ± 0.10	136 ± 3
	3-97**	Трахиандезит	между р. Уласов и р. Б. Алия	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Возраст плато — 139.7 ± 1.3 Возраст интегральный — 140.0 ± 1.6		
Урдюганская	99-22	Кварц-биотитовый риолит	р. Урдюган, левобережье	4.35 ± 0.04	44.95 ± 0.16	143 ± 3
	99-16	Двупироксеновый андезит	р. Чалбучи, левый борт	2.14 ± 0.03	23.28 ± 0.08	150 ± 4

П р и м е ч а н и е. Анализируемый материал — валовая порода. Для К-Аг метода определения содержания $\text{Ar}_{\text{рад}}$ проводилось методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера ^{38}Ar , определения содержаний К — методом пламенной фотометрии; при расчете возраста использовались константы [Steiger, Jager, 1977]: $\lambda_K = 0.581 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$, $\lambda_{\text{p}} = 4.962 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0.01167$ (ат.%). 99-3* — данные [Ступак, 2012]; 3-97** — $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данные [Ступак, Травин, 2004].

бена установлены дайки и штоки андезибазальтовых и андезитовых порфиров, а в северной — экзотрузии кварц-биотитовых порфиров. В разрезе свиты много осадочных пород, содержащих переменные количества вулканогенного материала, представленного туфами, туффитами, туфоконгломератами, туфопесчаниками. Общая мощность видимой части разреза урдюганской свиты варьирует от 360 до 500 м. Полученные нами К-Аг датировки вулканогенных пород свиты определяют время ее формирования в диапазоне конца поздней юры — начала раннего мела (табл. 1).

Усть-Карский грабен и грабен р. Кума сложены более молодыми по времени формирования терригенно-осадочными и магматическими породами раннемелового возраста. Со времени работ К.Г. Войновского-Кригера и А.Л. Лисовского [1927] их толща разделялась на две свиты — усть-карскую (нижнюю) и шилкинскую (верхнюю). На рисунке 2 хорошо видно, что породы усть-карской свиты распространены в северной части грабена по левобережью Шилки, в то время как породы шилкинской свиты занимают правобережную часть реки от района пос. Усть-Карск до самой южной границы грабена. Только на коротком отрезке между устьями р. Берея и ручья Лабаниха породы усть-карской свиты проникают на правобережье р. Шилка, тектонически сочленяясь с отложениями шилкинской свиты.

В составе усть-карской свиты участвуют терригенные и вулканические породы. Терригенные отложения в своем большинстве представлены породами ряда мелкогалечный конгломерат — алевролит, менее распространены грубые псефиты [Писцов, 1982]. Вулканические породы залегают в средней части разреза свиты. Они выделены в самостоятельную подсвиту, протянувшуюся по всей территории развития усть-карских отложений. Ее мощность достигает 350 м в северной части грабена (междуречье Уласова и Бол. Куларки) и понижается до 250 м в южном направлении. В том же направлении однообразные наземные лавы трахиандезит-трахитового состава к югу от р. Лужанки замещаются субаквальными подушечными лавами и гиалокластитам трахиандезибазальтового состава, здесь же появляются дайки и штоки этих пород, растет количество прослоев осадочных пород. В верхней части вулканогенного разреза свиты устанавливаются туфы риолитового состава.

Характерные особенности тектоники свиты — ее почти повсеместное моноклиальное залегание с падением слоев пород в восточном направлении и присутствие надвигов. Один из них сдвигает разрез свиты между реками Уласов и Лужанки, по второму там же на породы свиты надвинута пластина брекчированных нижнекембрийских карбонатных пород. Общая мощность толщи пород усть-карской свиты достигает 1300 м [Писцов, 1963]. Оценки времени ее формирования дискуссионные: по палеонтологическим остаткам она отнесена к поздней юре — раннему мелу [Мисник, Шевчук, 1975; Писцов, 1963] или только к поздней юре [Геологическое..., 1997; Государственная..., 2010]. Полученные нами геохронологические данные (см. табл. 1) свидетельствуют о раннемеловом времени ее формирования.

Грубообломочные отложения шилкинской свиты с разрывом лежат на усть-карских образованиях. В низах разрезов распространены менее грубые их разности (конгломераты валунно-галечные и галечные), а выше повсюду наблюдаются фангломераты [Писцов, 1982]. В Усть-Карском грабене такое однообразие местами нарушено присутствием потоков и силлов трахиандезибазальтов и трахиандези-

тов (см. рис. 2). Мощность их пачек в районе ручья Лабаниха до 100 м, а в ручье Илия на южном окончании грабена — 150 м. Здесь же отмечены и максимальные (до 800 м) мощности пород свиты.

Еще более интенсивными раннемеловой вулканизм и седиментация были на юго-западном окончании Ботовско-Карийской впадины. Здесь в реликтовом грабене р. Кума обнажена 4350-метровая толща в основном грубых терригенных отложений и вулканитов [Ступак, 2012]. Они хорошо сопоставимы с подобными образованиями шилкинской свиты Усть-Карского грабена, их слои моноклинально погружаются в восточном направлении, что свидетельствует о былом единстве обеих структур. Значимым отличием вулканитов из грабена р. Кума является широкое развитие субаквальных их разностей (гиалокластитов, подушечных и нуклеусных лав). Наземные лавы в количестве более четырех потоков проявились лишь в низах толщи. Датирование одного из них показало раннемеловой возраст лав (см. табл. 1). В грабене р. Кума проявились и породы кислого состава. Небольшой (100×50 м) штوك кварцевых порфиров прорывает низы терригенной толщи в его северной части. Порфиры интенсивно гидротермально изменены (окварцевание, аргиллизация).

МЕТОДЫ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Определения возраста вулканитов К-Аг методом проведены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (г. Москва) по методике, изложенной в работах [Лебедев и др., 1999; Чернышев и др., 2006]. Анализ проводился по мелкозернистой основной массе пород, очищенной от породобразующих вкрапленников.

Содержания петрогенных элементов в породах определялись рентгенофлуоресцентным методом в ИГЕМ РАН на рентгенофлуоресцентном спектрометре PW 2400 фирмы Philips Analytical.

Многоэлементный анализ пород проводился на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой PlasmaQuad 3 «VG Elemental» в Институте аналитического приборостроения РАН, г. Санкт-Петербург. Для контроля дрейфа относительной чувствительности прибора в серии проб (не более 5—10 проб) проводились измерения стандартных растворов тяжелых металлов (Ti, Cr, Ni, Cu, Pb), а также стандартного образца BCR-1. Калибровка прибора для анализа REE производилась по многоэлементному стандартному раствору редкоземельных элементов производства фирмы «Matthew Johnson». Относительная погрешность определения элементов не превысила 5—10 %.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Как уже отмечалось, палеонтологические определения возраста пород грабена неоднозначны. Проведенные геохронологические исследования вулканических пород всех трех свит грабена (см. табл. 1) показали систематические различия их возраста, согласующиеся с данными геологических исследований. Так, возраст андезитовых порфиритов (150 ± 4 млн лет) и кварц-биотитовых порфиров (143 ± 3 млн лет) урдюганской свиты подтвердил их наиболее раннее формирование. Более молодыми оказались трахиандезитовые лавы (140 ± 1.6 млн лет) усть-карской свиты и силл трахиандезитов (136 ± 3 млн лет). К ним по времени формирования очень близки трахиандезитовые лавы грабенов Усть-Карского (134 ± 3) и р. Кума (131.5 ± 1.6 млн лет [Ступак, 2012]). В целом установленные возрасты соответствуют времени образования формаций Jixiangfeng, Manitu (~150–138 млн лет) и Yilikede (~135–120 млн лет) БХ пояса [Wang et al., 2006; Zhang et al., 2008b; Xu et al., 2013], в составе которых участвуют как кислые, так и основные вулканы. В пределах ВМ вулканического пояса проявления вулканизма отмеченного возрастного диапазона распространены ограниченно.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Вулканические породы урдюганской свиты представлены андезибазальтами, андезитовыми порфиритами и кварц-биотитовыми порфирами. В породах среднего состава вкрапленники занимают до 15—20 % объема пород при значительном преобладании ортопироксена над клинопироксеном. Вкрапленники погружены в пилотакситовый базис, состоящий из тончайших лейст плагиоклаза, зерен магнетита и полностью девитрифицированного вулканического стекла. В разновидностях кислого состава вкрапленников до 40 об. %, среди них доминирует К-На полевоы шпат, до 10 об. % биотита и единичных зерен кварца, погруженных в микрозернистый кварц-полевошпатовый базис.

Вулканы усть-карской свиты отвечают преимущественно породам трахиандезит-трахитового ряда. Они, как правило, порфиритовые, содержат небольшое (1—5 %) количество мелких вкрапленников преобладающего плагиоклаза (от олигоклаза до кислого андезина), подчиненных клинопироксена, амфибола, а также К-На полевоы шпата (в более кислых разновидностях). Их минералы погружены в пилотакситовый базис, в котором доминируют плагиоклаз, магнетит и вулканическое стекло, значи-

тельно замещенные вторичными минералами. В гиалокластитах стекло зеленоватое, в той или иной мере замещено палагонит-хлорофеем.

Туфы риолитового состава, участвующие в строении свиты, сложены обломками почти полностью девитрифицированного вулканического стекла. В них содержатся пластинчатые кристаллы биотита, а также обломки порфировых выделений К-На полевого шпата, размеры которых уменьшаются от 1—3 мм в низах туфового слоя до долей мм в его верхах.

Субвулканические аналоги усть-карских лав имеют близкий минеральный состав и отличаются от них большей зернистостью, близкой к долеритовой структуре, отсутствием амфибола (они биотитовые) и нередко присутствием позднего кварца.

Вулканыты шилкинской свиты отвечают трахиандезибазальтам и трахиандезитам и содержат преимущественно вкрапленники кислого андезина. Более крупные из них, как правило, резорбированы, более мелкие образуют гломеры, иногда вместе с клинопироксеном. Базис пород микродиабазовый (анамезитовый) с переходами в пилотакситовый, на 70—75 % состоит из плагиоклаза, остальной объем сложен клинопироксеном, магнетитом и измененным вулканическим стеклом. Такие же состав и структуры имеют и их субвулканические аналоги, представленные силлами и дайками.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Как следует из табл. 2 и рис. 3, позднемезозойские вулканыты Усть-Карской впадины и грабена р. Кума в своем большинстве относятся к средним и кислым образованиям умеренно щелочного ряда. Только незначительная их часть, преимущественно породы урдюганской свиты, попадает в поле нормальной щелочности. На диаграмме K_2O-SiO_2 (см. рис. 3) большинство точек составов размещено в поле образований высококальциевой серии. Почти все породы кварц- и гиперстен-нормативные, в ряде пород отмечается нормативный оливин, единично — нефелин, достаточно обычен нормативный корунд (до 4 %), указывающий на слабую пересыщенность их глиноземом.

В таблице 2 приведены содержания петрогенных, редких (РЭ) и редкоземельных (РЗЭ) элементов в породах всех трех свит. Их средние значения для пород ряда андезибазальт (трахиандезибазальт)—андезит (трахиандезит) показаны на графике (рис. 4, а). Породы всех трех свит характеризуются сходством относительного распределения несовместимых элементов. Это сходство подчеркивается ярко выраженными Ta-Nb и Ti минимумами, что сближает эти породы с базальтами конвергентных обстановок (IAB [Kelemen et al., 2003]). Но по сравнению с составом последних рассматриваемые вулканыты в целом характеризуются более высокими содержаниями практически всех несовместимых элементов. При этом андезибазальты и андезиты усть-карской и шилкинской свит являются более обогащенными по сравнению с таки-

Рис. 3. Диаграммы (а) $(Na_2O + K_2O)-SiO_2$ [Le Bas et al., 1986], (б) K_2O-SiO_2 [Peccherillo, Taylor, 1976] для вулканытов Усть-Карской впадины и грабена р. Кума.

Использованы данные табл. 2 и рядовых химических анализов. 1—3 — составы пород свит (1 — урдюганской, 2 — усть-карской, 3 — шилкинской). Породы: Б — базальт, БА — базальтовый андезит, А — андезит, Д — дацит, Р — риолит, ТБ — трахибазальт, ТАБ — трахиандезибазальт, ТА — трахиандезит, Т — трахит, Бзн — базанит, ФТ — фототейфрит, ТФ — тефрифолит.

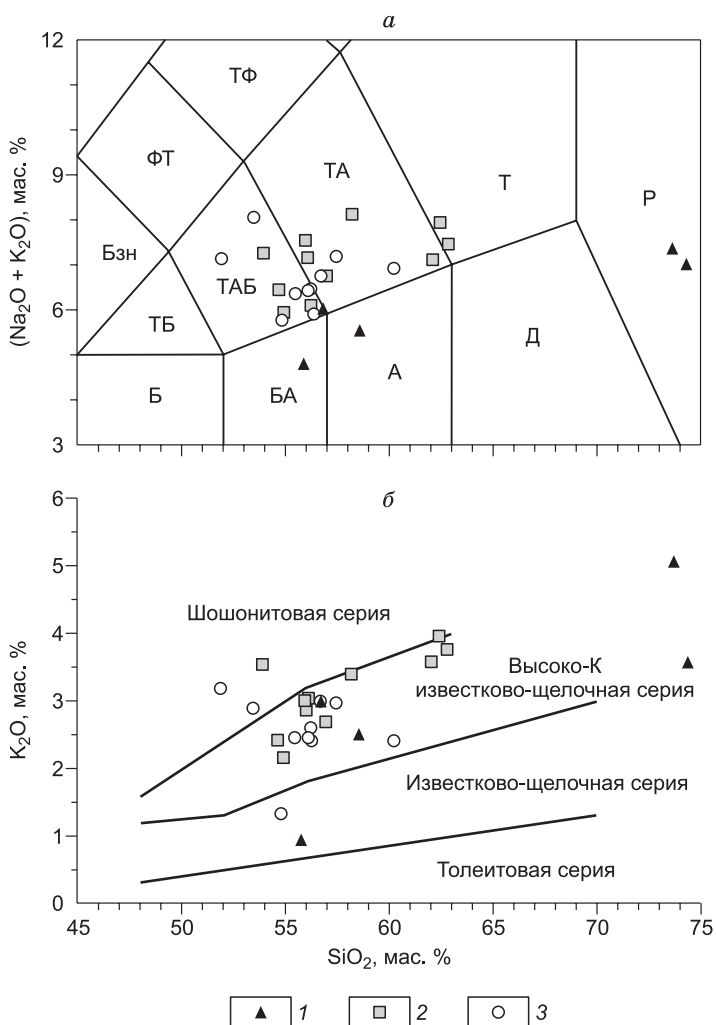


Таблица 2. Представительные анализы химического состава (мас.%) и состава редких и редкоземельных элементов (г/т) пород Усть-Карской впадины

Ком- по- нент	Шилкинская свита							Усть-Карская свита								Урдоганская свита		
	99-5*	99-7*	99-10*	99-29	99-2*	99-3*	99-4*	99-35	99-36	4-97	22-97	99-33	99-41	3-97	2-97	99-16	99-22	99-25
	ТАБ	ТАБ	ТАБ	ТАБ	ТА	ТА	ТА	ТАБ	ТАБ	ТАБ	ТА	ТА	ТА	ТА	Т	А	Р	Р
SiO ₂	53.88	53.98	51.69	54.54	57.86	54.94	55.41	52.79	52.91	50.85	55.13	54.81	54.91	60.05	61.50	57.33	72.12	72.83
TiO ₂	1.99	1.64	1.73	1.71	1.87	1.90	2.03	1.70	1.64	1.50	1.57	1.61	1.62	1.01	1.36	0.98	0.47	0.52
Al ₂ O ₃	15.62	15.50	16.71	16.07	15.42	15.51	15.71	16.90	16.43	15.67	15.84	16.67	16.57	15.61	16.64	14.64	14.02	14.06
Fe ₂ O _{3Т}	8.42	8.91	10.13	8.19	7.95	7.52	8.80	7.96	7.71	8.72	6.99	7.99	7.63	4.76	6.35	7.14	2.33	1.72
MnO	0.12	0.22	0.17	0.10	0.05	0.12	0.08	0.08	0.11	0.10	0.10	0.08	0.06	0.08	0.08	0.12	0.03	0.01
MgO	2.20	3.55	2.15	4.03	2.35	2.22	2.65	2.82	3.08	3.54	2.28	3.14	3.43	2.23	0.87	5.91	0.77	0.51
CaO	6.74	8.26	5.57	6.67	3.04	7.23	3.85	7.49	8.13	6.50	4.62	5.63	5.01	5.81	3.42	6.12	0.79	1.31
Na ₂ O	3.40	4.39	5.02	3.85	4.35	3.66	4.10	3.90	3.66	3.52	4.48	4.45	3.93	3.44	3.93	3.00	2.27	3.37
K ₂ O	2.31	1.32	2.80	2.42	2.33	2.90	2.86	2.33	2.07	3.33	3.22	2.94	2.58	3.46	3.90	2.47	4.97	3.53
P ₂ O ₅	1.02	0.74	0.75	0.78	0.92	0.94	1.01	0.58	0.57	0.55	0.54	0.60	0.61	0.35	0.48	0.26	0.15	0.16
П.п.п.	4.40	1.60	3.35	1.69	3.85	3.04	3.55	3.53	3.70	5.55	5.26	2.11	3.63	3.24	1.43	2.17	2.13	2.04
Сумма	100.10	100.12	100.06	100.06	99.99	99.97	100.04	100.08	100.01	99.83	100.02	100.05	100.00	100.03	99.97	100.13	100.05	100.06
V	162	182	171	173	149	168	163	162	170	162	121	180	166	85	115	161	26	30
Cr	50	61	54	67	47	48	51	70	74	182	76	78	68	78	63	318	31	69
Co	25.8	26.2	32.4	24.4	19.8	20.3	24.2	20.6	24.1	34.7	15.4	22.1	22.6	13.8	14.8	29.9	4.69	3.28
Ni	25	30	45	25	22	22	24	26	29	63	27	27	24	28	27	96	13	14
Zn	132	123	116	134	137	125	135	120	114	124	113	118	117	91	100	85	73	30
Rb	54.1	31.2	69.5	72.0	52.5	76.1	61.6	50.4	28.5	80.4	85.0	86.5	58.4	132.0	170.0	74.0	131.0	121.0
Sr	942	879	1400	917	655	958	741	1000	1180	1220	629	1000	860	964	660	517	198	344
Y	24.6	26.4	26.0	21.4	24.0	24.1	23.1	15.3	16.4	22.3	17.8	18.8	14.6	14.5	15.3	21.2	8.94	9.21
Zr	459	396	317	303	440	450	451	233	243	285	308	295	266	266	345	210	158	204
Nb	27.4	25.0	20.2	19.9	25.5	26.3	26.5	13.6	14.9	20.4	19.9	16.7	15.3	16.0	20.8	11.7	10.5	12.1
Ba	1240	649	1330	898	1040	1070	1470	879	944	1480	927	1100	964	962	981	664	977	810
La	82.8	61.6	56.1	54.9	81.3	81.1	79.5	43.1	45.3	64.2	55.9	53.1	45.9	58.5	70.3	37.4	37.7	45.1
Ce	180.0	135.0	115.0	117.0	174.0	175.0	174.0	91.1	95.2	131.0	117.0	107.0	99.9	113.0	140.0	78.3	70.2	80.6
Pr	20.9	15.9	14.0	14.3	20.5	20.2	19.8	11.0	11.5	15.1	13.6	12.9	11.2	12.2	15.2	9.05	7.66	8.73
Nd	83.6	67.2	57.2	57.7	79.0	79.8	78.5	43.4	46.1	56.5	50.5	50.7	46.0	43.7	53.1	34.8	26.8	30.6
Sm	15.50	12.60	10.80	11.20	13.30	14.20	14.00	7.62	9.09	10.60	10.40	9.08	8.93	8.91	10.60	6.45	4.40	5.07
Eu	3.19	2.62	2.54	2.52	3.14	3.06	3.21	1.88	2.07	2.44	2.18	2.36	2.18	1.65	1.82	1.63	1.06	1.08
Gd	10.80	9.59	8.67	7.40	10.30	10.30	9.86	5.74	5.96	7.29	6.42	6.46	6.01	5.26	5.85	5.46	3.06	3.47
Tb	1.24	1.28	1.21	1.07	1.35	1.27	1.26	0.75	0.82	1.05	0.90	0.88	0.79	0.70	0.77	0.80	0.41	0.49
Dy	5.47	5.65	5.37	4.72	5.24	5.64	5.37	3.23	3.71	4.61	3.72	3.81	3.40	3.13	3.35	3.92	1.96	2.20
Ho	0.78	0.96	0.81	0.73	0.85	0.84	0.81	0.55	0.57	0.78	0.60	0.59	0.46	0.45	0.55	0.70	0.32	0.35
Er	2.19	2.69	2.42	1.95	2.10	2.24	2.16	1.41	1.62	2.11	1.64	1.63	1.30	1.15	1.35	2.15	0.70	0.85
Tm	0.31	0.35	0.31	0.22	0.27	0.29	0.31	0.17	0.21	0.28	0.20	0.21	0.19	0.18	0.18	0.29	0.11	0.10
Yb	1.50	1.98	1.92	1.52	1.51	1.86	1.64	1.15	1.25	1.61	1.13	1.25	1.20	1.01	1.00	1.81	0.73	0.62
Lu	0.27	0.31	0.27	0.23	0.23	0.24	0.25	0.16	0.16	0.27	0.19	0.19	0.15	0.15	0.16	0.30	0.09	0.10
Hf	10.20	9.27	6.99	7.56	9.83	10.60	9.65	5.28	6.53	6.78	7.07	7.11	6.58	6.53	7.83	6.10	4.38	5.63
Ta	1.44	1.16	0.95	1.04	1.35	1.31	1.51	0.77	0.82	1.17	1.18	0.92	0.83	0.91	1.25	0.80	0.70	0.82
Th	8.94	5.24	4.64	8.21	10.20	10.40	9.56	6.75	7.31	12.50	10.80	6.69	6.98	23.20	26.80	10.80	12.40	12.30
U	2.34	1.47	1.14	2.05	2.53	2.87	2.45	1.46	1.69	2.86	2.82	1.35	1.55	4.10	3.66	2.58	2.02	3.33

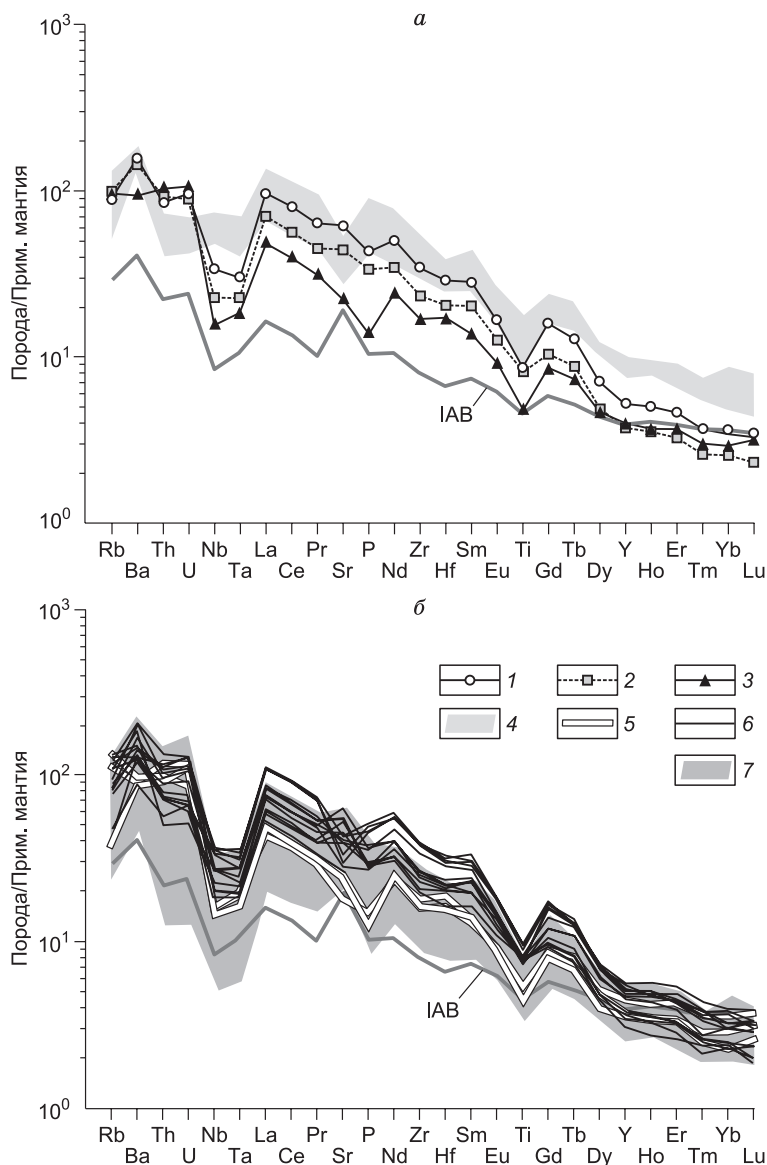
Примечание. Химический состав определен в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск), содержания РЭ и РЗЭ — в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Породы: ТАБ — базальтовый трахиадезит, ТА — трахиадезит, Т — трахит, Р — риолит.

* Данные химического состава из [Ступак, 2012].

Рис. 4. Графики распределения содержания редких и редкоземельных элементов (г/т), нормированные к примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989], для среднеосновных вулканогенных пород Усть-Карской впадины и грабена р. Кума.

a — средние составы пород вулканических свит (шилкинской (1), усть-карской (2), урдюганской (3)) в сопоставлении с породами Восточно-Монгольского (ВМ) вулканического пояса (4), по материалам [Dash et al., 2015; Ступак и др., 2018a]; *б* — составы пород указанных свит (5 — урдюганской, 6 — усть-карской и шилкинской) в сопоставлении с породами Большехинганского вулканического пояса и Шадоронской впадины (7), по материалам [Zhang et al., 2008b; Ступак и др., 2016]. Средний состав базальтов континентальных островных дуг (IAB) [Kelemen et al., 2003].

ми же по составу породами урдюганской свиты. Последние, кроме того, отличаются также существенно более низкими относительными содержаниями Rb, Ti и менее фракционированным распределением РЗЭ (среднее $(La/Yb)_{ch} \sim 17$). Породы усть-карской и шилкинской свит близки по величине $(La/Yb)_{ch} \sim 28$ и спектрам распределения несовместимых элементов. Их различия связаны с относительно более низкими содержаниями Sr и Ti в усть-карских вулканитах, что, возможно, связано с фракционированием из расплава плагиоклаза и титаномагнетита.



ОБСУЖДЕНИЕ

Магматическая эволюция Усть-Карской впадины. В строении впадины установлены три импульса позднемезозойского магматизма, сформировавших три вулканические толщи. Длительность перерывов между ними соразмерна с величиной ошибок датировок вулканитов, что позволяет рассматривать в целом вулканизм впадины в рамках единого, хотя и дискретного, вулканического цикла. Его начало относится к концу поздней юры, а завершение — к первой половине раннего мела. Продукты разных этапов характеризуются определенными отличиями. В наибольшей степени такие отличия свойственны андезибазальтам и андезитам позднеюрской урдюганской свиты, выделяющихся относительно повышенными содержаниями MgO (>5 мас.%) и пониженными — TiO₂ (<1 мас.%). Подобные магнезиальные андезиты известны во многих среднепозднеюрских вулканоструктурах Аргунского блока [Первов, Кононова, 1986]. И везде такие породы находятся в начале эволюционных цепочек вулканитов конкретных этапов извержений. Например, такие магнезиальные вулканиты участвуют в строении среднепозднеюрских шадоронской и ундино-даинской серий Шадоронской впадины [Коваленко и др., 2015; Ступак и др., 2016]. Для андезитов этих серий характерны высокие содержания MgO (соответственно до 7.4 и 8.4 мас. %) и пониженные TiO₂ (0.9 и 0.8 мас. %). При несколько более молодом возрасте андезиты Урдюганского грабена сближаются с ними по ряду вещественных характеристик. Помимо отмеченных выше петрохимических особенностей андезибазальты и андезиты урдюганской свиты обладают такими же геохимическими характеристиками, как и андезиты шадоронской серии (см. рис. 4, б), что свидетельствует об их образовании в сходных условиях.

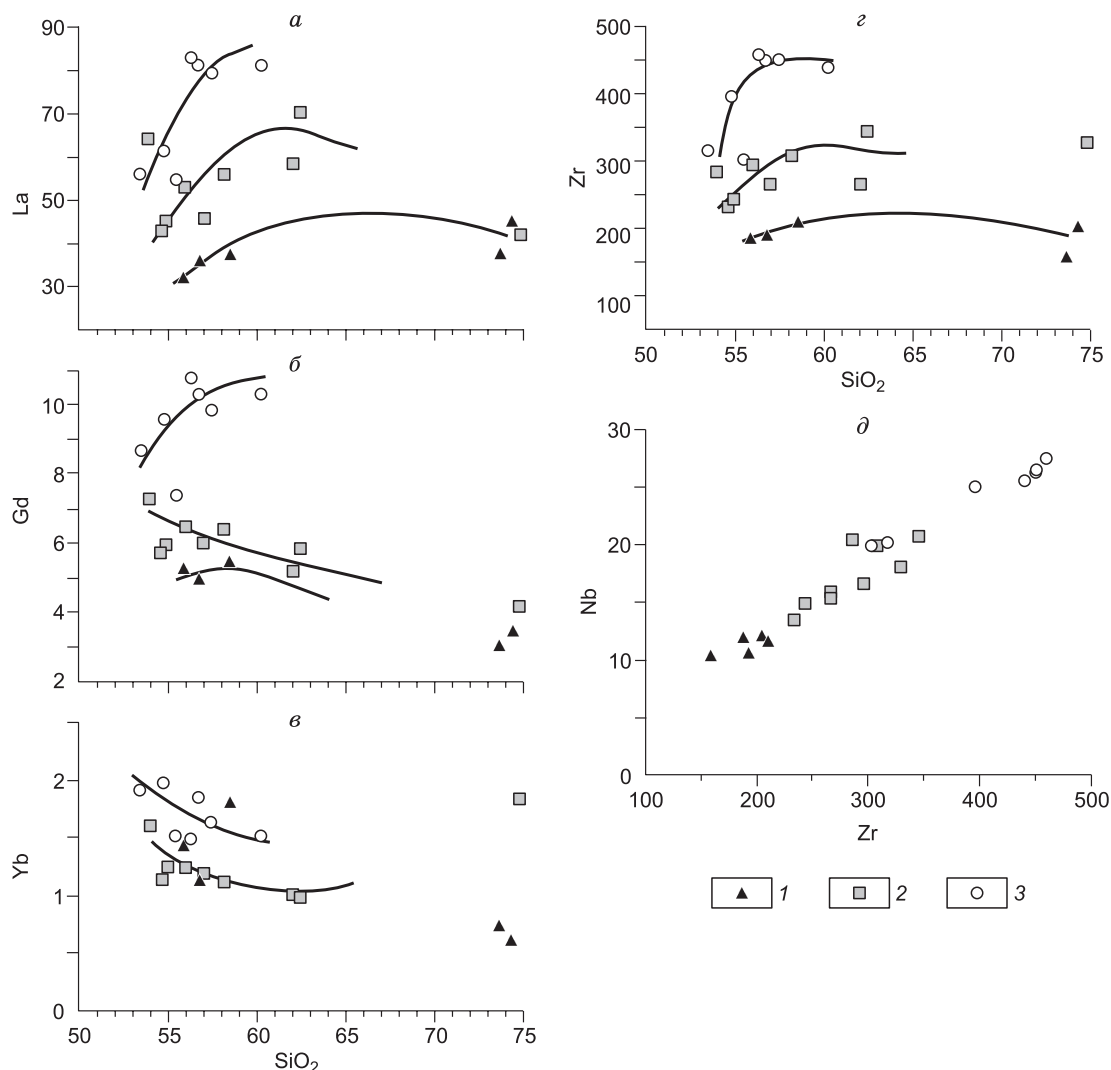


Рис. 5. Графики распределения микроэлементов (г/т) относительно SiO_2 (мас. %) для вулканических пород Усть-Карской впадины и грабена р. Кума, по данным табл. 2.

1—3 — составы пород свит (1 — урдюганской, 2 — усть-карской, 3 — шилкинской). Показаны тренды распределения элементов.

Вулканиды усть-карской и шилкинской свит отличаются от пород урдюганской свиты более высокой общей щелочностью, прежде всего, за счет более высоких содержаний K_2O , TiO_2 , и более низкими концентрациями MgO (см. табл. 2). Им также свойственны более высокие содержания несовместимых элементов (см. рис. 4, а). Между собой вулканиды усть-карской и шилкинской свит, хотя и близки по возрасту и петрохимическим характеристикам, также различаются. Так, породы шилкинской свиты относительно усть-карских вулканидов обогащены практически по всему спектру редких и рассеянных элементов, но, кроме того, отличаются разными трендами их распределения относительно SiO_2 (рис. 5).

Кислые вулканические породы, участвующие в строении этих ассоциаций, не связаны с более основными породами трендами накопления несовместимых элементов, соответствующими процессам фракционирования (см. рис. 5). Они обеднены рассеянными элементами. Как было показано [Воронцов и др., 2016; Ступак и др., 20186] на примере ряда других позднемезозойских вулканических ассоциаций региона, подобные характеристики кислых пород позволяют рассматривать их как продукты анатектического плавления пород коры при тепловом воздействии на них основных расплавов.

Выявленные различия в составе пород всех трех свит Усть-Карской впадины позволяют отметить, что в возрастном ряду однотипных пород происходит уменьшение содержания MgO и рост содержаний TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , Zr, Nb, РЗЭ (см. рис. 5). При этом их геохимические спектры в целом достаточно близки и несут характеристики, типичные для пород конвергентных обстановок.

Корреляции и определение положения Усть-Карской впадины в системе позднемезозойских вулканических поясов. Выше отмечалось, что Усть-Карская впадина сформировалась в северо-западной части Аргунского террейна в области пересечения Большехинганского и Восточно-Монгольского вулканических поясов, развитие которых определялось разными геодинамическими процессами.

Для позднемезозойской структуры региона характерны узкие грабены и впадины, контролирующие распределение позднеюрских и меловых континентальных отложений и вулканических толщ. В пределах ВМ пояса ориентировка грабенов в основном северо-восточная ($\sim 60^\circ$). В пределах Аргунского террейна преобладают, включая Усть-Карский, грабены С-СВ ($\sim 30^\circ$) ориентировки. Эти расхождения тем не менее недостаточны для того, чтобы говорить о разной природе вулканизма в их пределах.

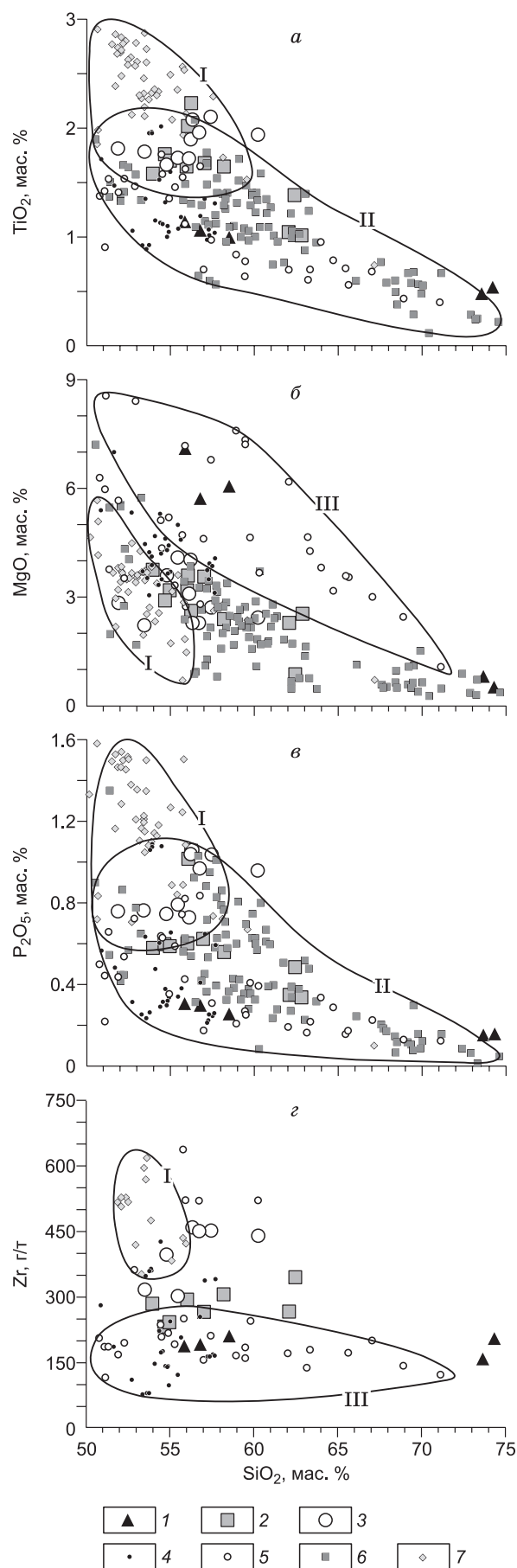
Более значимую информацию о том, какие геодинамические механизмы регулировали поздне-мезозойскую магматическую и тектоническую активность в северной части Аргунского блока, предоставляют данные сопоставления вулканических продуктов Усть-Карской впадины с одновозрастными породами БХ и ВМ вулканических поясов.

В строении БХ вулканического пояса возрастным аналогом вулканических комплексов Усть-Карской впадины являются формации Jixiangfeng, Shangkuli и Yiliekedede. Они формировались в диапазоне ~ 145 – 120 млн лет и представлены породами широкого диапазона составов при преобладании лав и туфов риолитов и риодацитов [Xu et al., 2013; Zhang et al., 2008b]. В пределах российской части пояса им соответствуют позднеюрские-раннемеловые вулканические комплексы Тулукуевской кальдеры [Шатков и др., 2010] и Аргунских впадин [Павлова и др., 1990], сложенные близкими по составу вулканическими породами (рис. 6).

В пределах ВМ пояса позднеюрский-раннемеловой этап вулканизма обосновывается палеонтологическими данными [Фрих-Хар, Лучицкая, 1978; Мартинсон, 1982], хотя имеющиеся геохронологические датировки практически не опускаются ниже 130 млн лет [Dash et al., 2015; Ступак и др., 2018a]. Раннемеловые вулканииты в основном представлены

Рис. 6. Сопоставление составов пород Усть-Карской впадины и грабена р. Кума с составами пород Восточно-Монгольского (ВМ) и Большехинганского (БХ) вулканических поясов.

1–3 — составы пород свит (1 — урдюганской, 2 — усть-карской, 3 — шилкинской); 4 — составы пород северной части БХ пояса [Zhang et al., 2008b]; 5 — составы пород Шадоронской впадины [Коваленко и др., 2015; Ступак и др., 2016]; 6 — составы пород Аргунских впадин [Павлова и др., 1990]; 7 — составы пород ВМ пояса [Фрих-Хар, Лучицкая, 1978; Dash et al., 2015; Ступак и др., 2018a]. Поля составов пород: I — ВМ пояса, II — БХ пояса, включая породы Аргунских впадин, III — Шадоронской впадины.



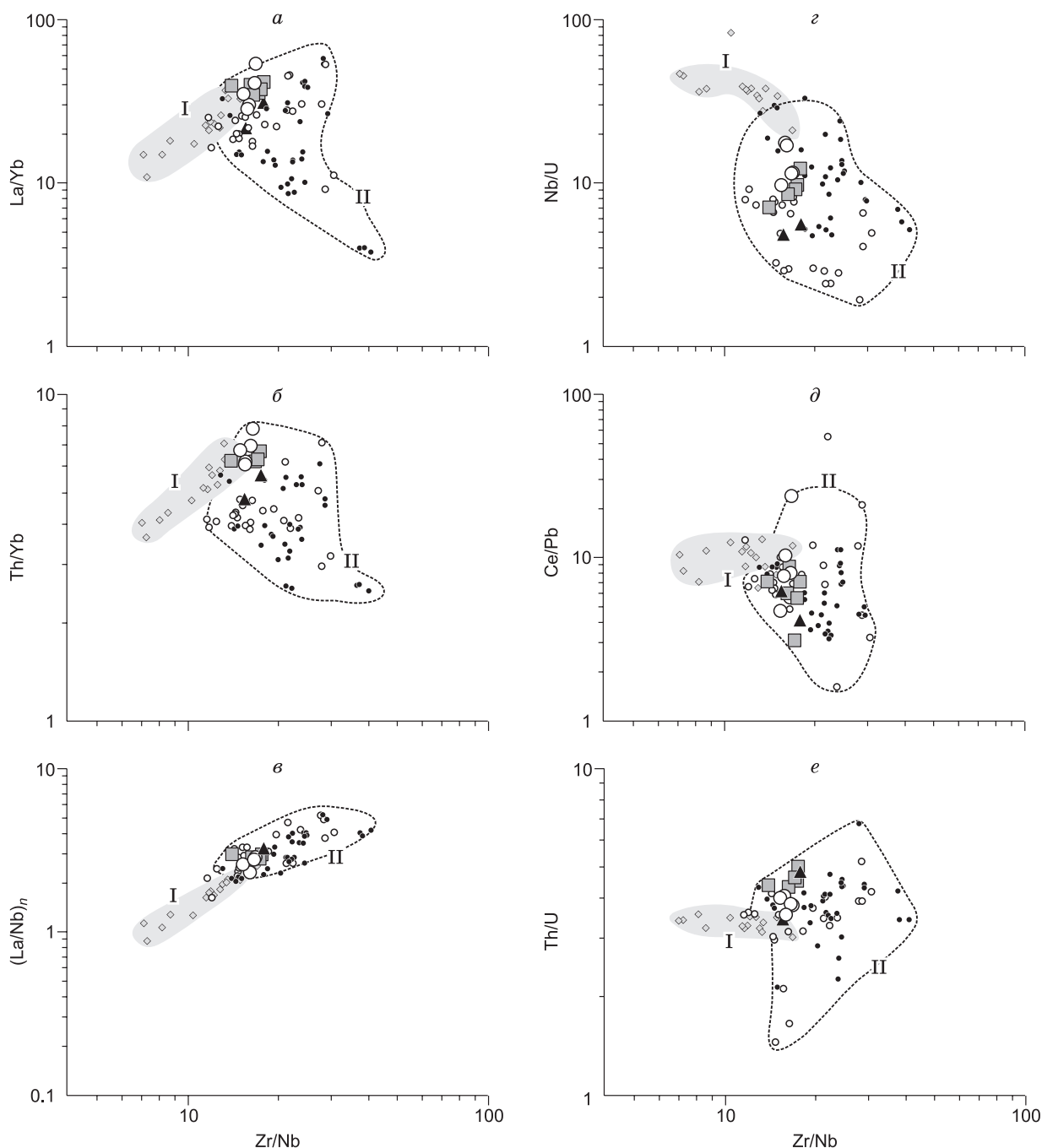


Рис. 7. Вариации парных отношений несовместимых элементов относительно Zr/Nb в породах Усть-Карской впадины, Восточно-Монгольского и Большехинганского вулканических поясов.

Использованы данные: табл. 2, [Zhang et al., 2008b; Dash et al., 2015; Ступак и др., 2018a]. Усл. обозн. см. на рис. 6.

трахибазальтами и трахиандезибазальтами, в меньшей степени распространены трахиандезиты, трахидациты и трахириолиты.

Породы обоих поясов — Большехинганского и Восточно-Монгольского достаточно четко различаются по вещественным характеристикам. Лавы ВМ пояса (I на рис. 6) являются более высокотитанистыми, имеют высокие содержания общего железа и фосфора и относительно низкие — магния. Среди них преобладают основные породы ($SiO_2 < 54$ мас.%), тогда как средние породы имеют подчиненное распространение. В составе БХ пояса, напротив, преобладают породы среднего и кислого состава [Zhang et al., 2008b; Xu et al., 2013]. По геохимическим характеристикам породы БХ сопоставляются с порода-

ми конвергентных границ, для них типичен минимум относительных содержаний Ta, Nb, Ti, а также сильнофракционированный спектр РЗЭ, что сближает их с базальтами IAB-типа (см. рис. 4, б). Породы ВМ пояса в целом отличаются от них более высокими содержаниями практически всех несовместимых элементов (см. рис. 4, а) и характеризуются менее фракционированным распределением редкоземельных элементов. Относительные содержания Ta и Nb в породах варьируют от незначительного дефицита до небольшого максимума $((La/Nb)_n = 2.3—0.9)$. Все это позволило сопоставить источники магматизма области с интрузивными, типичными для ОИВ [Ступак и др., 2018а].

Различия в составе магматических ассоциаций обоих поясов хорошо видны на графиках корреляции парных отношений несовместимых элементов, на которых породы Большехинганского и Восточно-Монгольского поясов представлены обособленными полями составов с разными тенденциями в распределении фигуративных точек (рис. 7). Породы ВМ характеризуются сравнительно невысокими значениями отношения Zr/Nb (<15) и более или менее выдержанными значениями отношений Nb/U , Ce/P , Th/U . В них отмечается прямая корреляция между La/Yb , Th/Yb , La/Nb , с одной стороны, и Zr/Nb , с другой. На графике $(La/Nb)_n—Zr/Nb$ нижний край такого тренда отвечает составам $(La/Nb)_n \sim 1$, в которых нет дефицита Nb, свойственного породам конвергентных окраин. Другой его край прослеживается в сторону поля составов БХ, что, возможно, указывает на участие его источников (например, метасоматизированной мантии мантийного клина) в формировании пород ВМ. Подобное участие могло определить линейные зависимости в распределении парных отношений несовместимых элементов. В отличие от ВМ пояса, породы БХ пояса характеризуются более высокими значениями Zr/Nb (>13) и не зависящими от последних широкими вариациями других рассматриваемых индикаторных отношений несовместимых элементов (см. рис. 7).

Приведенные характеристики пород ВМ и БХ позволяют оценить сходство пород Усть-Карской впадины с теми или другими. На рисунке 4 мультиэлементные спектры состава пород впадины сопоставлены с такими же спектрами для основных пород ВМ и БХ вулканических поясов. Отмечается сходство состава пород впадины с породами БХ вулканического пояса как по конфигурации спектров, так и по содержанию элементов (см. рис. 4, б). Хорошо видны также отличия этих пород от пород ВМ пояса (см. рис. 4, а). Последние обладают более высокими содержаниями микроэлементов, особенно тяжелых РЗЭ, и менее выраженным Ta-Nb минимумом при отсутствии фракционирования в ряду Th, U, Nb, Ta.

Соответствующие черты сходства и различия наблюдаются и на других дискриминационных диаграммах. Так, на рис. 6 породы впадины попадают преимущественно в поле составов пород БХ пояса. При этом вулканы урдюганской свиты в наибольшей степени согласуются с составами пород шадоронской серии. С учетом возрастных данных, свидетельствующих о позднеюрском возрасте пород урдюганской свиты, это позволяет предположить принадлежность пород свиты к шадоронской серии Большехинганского пояса.

Сходство вулканических пород Усть-Карской впадины с породами БХ пояса хорошо видны также на графиках корреляции парных отношений несовместимых элементов (см. рис. 7). На графиках вариаций La/Yb , Th/Yb и La/Nb относительно Zr/Nb составы породы Усть-Карской впадины хотя и лежат в поле составов БХ пояса, но при этом попадают на продолжение трендов составов пород ВМ. Такая их позиция позволяет предполагать определенную генетическую связь этих вулканитов с породами ВМ пояса. Однако на графиках распределения отношений Nb/U , Ce/Pb и Th/U относительно Zr/Nb породы Усть-Карской впадины достаточно четко обособляются от тренда составов пород ВМ, свидетельствуя тем самым о разном составе их источников.

Таким образом, проведенное сопоставление указывает на высокую степень сходства пород Усть-Карской впадины с породами Большехинганского вулканического пояса на позднеюрской и раннемеловой стадиях его развития. Это позволяет предположить ведущую роль конвергентных процессов, определивших становление Большехинганского пояса, в позднемезозойском вулканизме Аргунского террейна. Кроме того, проведенные сопоставления позволяют заключить, что мантийный плюм, контролировавший формирование ВМ пояса, не оказывал заметного влияния на характер раннемелового магматизма БХ пояса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Позднемезозойский вулканизм Усть-Карской впадины развивался в три этапа (млн лет): титон-берриасский (~150—143), валанжинский (~140—136) и готеривский (~134—131). Эволюционный ряд пород включает начальные нормально щелочные их разновидности (магнезиальные андезиты), более поздние и преобладающие умеренно щелочные (трахиандезибазальты-трахиты), а также синхронные им количественно подчиненные породы кислого состава. Эволюция расплавов во времени сопровождалась повышением содержания несовместимых элементов в однотипных породах.

По комплексу характеристик, включающих возрастные, петрохимические и геохимические показатели, породы Усть-Карской впадины сближаются с вулканитами Большехинганского пояса и демонстрируют систематические отличия от пород Восточно-Монгольского пояса. Это дает основание продлить структуры Большехинганского пояса в северном направлении практически до Монголо-Охотского шва и, таким образом, говорить о связи позднемезозойского вулканизма в северо-западной части Аргунского блока с конвергентными процессами, определившими образование Большехинганского вулканического пояса.

Работа выполнена в рамках темы базовых исследований № 0136-2018-0026 при финансовой поддержке грантов РФФИ (17-05-00167, 18-55-91004).

ЛИТЕРАТУРА

Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Крымский Р.Ш., Ларионов А.Н., Николаева И.В., Серов П.А. Шахтаминская Мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (6), с. 764—786.

Войновский-Кригер К.Г., Лисовский А.Л. Геологическое строение местности в районе селения Усть-Кара на р. Шилке (Восточное Забайкалье) // Вестник Геолкома, 1927, т. II, № 6, с. 1—5.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Камарицына Т.Ю. Позднемезозойский-раннекайнозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2016, т. 57(5), с. 920—946.

Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:500 000. Чита, 1997, 239 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист N-50 — Сретенск. Объяснительная записка. СПб., ВСЕГЕИ, 2010, 377 с.

Коваленко Д.В., Петров В.А., Полуэктов В.В., Агеева О.А. Геодинамическая позиция мезозойских мантийных пород Стрельцовой кальдеры (Восточное Забайкалье), мантийные домены Центральной Азии и Китая // Вестник КРАУНЦ, Серия Науки о Земле, 2015, т. 28 (4), с. 24—39.

Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Гольцман Ю.В., Олейникова Т.И. Геохронология процессов магматизма, метасоматоза и рудообразования в Верхнеурмийском рудном поле (Хабаровский край, Россия) // Геология рудных месторождений, 1999, т. 41 (1), с. 70—83.

Мартинсон Г.Г. Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л., Наука, 1982, 210 с.

Мисник Ю.Ф., Шевчук В.В. Пришилкинская зона Монголо-Охотского глубинного разлома // Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Львов, Вища школа, 1975, 160 с.

Мисник Ю.Ф., Колодий О.Н. Позднемезозойская сдвиговая структура Пришилкинского звена Монголо-Охотского глубинного разлома // Тектоника Сибири. Новосибирск, Наука, 1985, т. XXII, с. 115—121.

Павлова В.В., Трусова Е.К., Валенков С.Б. Совершенствование методики расчленения и корреляции опорных разрезов верхнего мезозоя Восточного Забайкалья для целей крупномасштабной геологической съемки. Л., ВСЕГЕИ, 1990, 521 с.

Первов В.А., Кононова В.А. Породообразующие минералы магнезиальных андезитов Шадоронской депрессии (Юго-Восточное Забайкалье) в связи с вопросами генезиса пород // Особенности породообразующих минералов магматических пород. М., Наука, 1986, с. 126—138.

Писцов Ю.П. Тектоника верхнемезозойских впадин Восточного Забайкалья // Геология и геофизика, 1963 (9), с. 52—65.

Писцов Ю.П. Осадочные формации Забайкальской рифтовой системы // Советская геология, 1982, № 8, с. 59—69.

Ступак Ф.М. Гиалокластиты Юго-Восточного Забайкалья // Зап. Забайкальского отделения Русского географического общества. Чита, Изд-во ЗО РГО, 2012, с. 118—130.

Ступак Ф.М., Травин А.В. Возраст позднемезозойских вулканогенных пород Северного Забайкалья (по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (2), с. 280—284.

Ступак Ф.М., Кудряшова Е.А., Лебедев В.А. О юрском вулканизме и вулканах Шадоронской впадины Юго-Восточного Забайкалья // Вулканология и сейсмология, 2016, № 2, с. 18—31.

Ступак Ф.М., Кудряшова Е.А., Лебедев В.А., Гольцман Ю.В. Строение, состав и условия формирования раннемелового Монголо-Восточно-Забайкальского вулканического пояса на примере Дурулгуй-Торейского района (Южное Забайкалье, России) // Вулканология и сейсмология, 2018а, № 1, с. 35—47.

Ступак Ф.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Лебедев В.А. Раннемеловой магматический ареал Калаканского Привитимья (Северное Забайкалье): этапы формирования, источники магматизма и структурное положение // Тихоокеанская геология, 2018б, т. 37, № 6, с. 95—106.

Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Позднемезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии. М., Наука, 1978, 168 с.

Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. К-Аг датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология, 2006, т. 14, № 1, с. 69—89.

Шатков Г.А., Бережная Н.Г., Лепехина Е.Н., Родионов Н.В., Падерин И.П., Сергеев С.А. U-Pb (SIMS SHRIMP-II) возраст вулканических образований Тулукуевской кальдеры (Стрельцовский урановорудный узел, Восточное Забайкалье) // ДАН, 2010, т. 432, № 3, с. 360—364.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центральной—Восточной Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника, 1995, № 5, с. 41—67.

Atlas of geological maps of Central Asia and adjacent areas, 1:2500000 / Eds. S.Z. Daukeev, B.C. Kim, Tingdong Li, O.V. Petrov, O. Tomurtogoo. Beijing, Geological Publishing House, 2008.

Dash B., Yin A., Jiang N., Tseveendorj B., Han B. Petrology, structural setting, timing, and geochemistry of Cretaceous volcanic rocks in eastern Mongolia: Constraints on their tectonic origin // Gondwana Res., 2015, v. 27, p. 281—299.

Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise on geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 2003, v. 3, p. 593—659.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrol., 1986, v. 27, № 3, p. 745—750.

Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contr. Miner. Petrol., 1976, v. 58, p. 63—81.

Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // Earth Planet. Sci. Lett., 1977, v. 36, p. 359—362.

Sun S.-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.

Wang F., Zhou X.-H., Zhang L.-Ch., Ying J.-F., Zhang Yu-T., Wu F.-Yu., Zhu R.-X. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): timing and implications for the dynamic setting of NE Asia // Earth Planet. Sci. Lett., 2006, v. 251, p. 179—198.

Xu W.-L., Pei F.-P., Wang F., Meng E., Ji W.-Q., Yang D.-B., Wang W. Spatial-temporal relationships of Mesozoic volcanic rocks in NE China: Constraints on tectonic overprinting and transformations between multiple tectonic regimes // J. Asian Earth Sci., 2013, v. 74, p. 167—193.

Zhang J.-H., Ge W.-Ch., Wu F.-Yu., Wilde S.A., Yang J.-H., Liu X.-M. Large-scale Early Cretaceous volcanic events in the northern Great Xing'an Range, Northeastern China // Lithos, 2008a, v. 102, p. 138—157.

Zhang L.-Ch., Zhou X.-H., Ying J.-F., Wang F., Guo F., Wan B., Chen Z.-G. Geochemistry and Sr-Nd-Pb-Hf isotopes of Early Cretaceous basalts from the Great Xinggan Range, NE China: Implications for their origin and mantle source characteristics // Chem. Geol., 2008b, v. 256, p. 12—23.

*Рекомендована к печати 21 марта 2019 г.
Е.В. Скларовым*

*Поступила в редакцию 8 мая 2018 г.,
после доработки — 19 марта 2019 г.*