

**РАННЕМЕЛОВОЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ АРЕАЛ КАЛАКАНСКОГО ПРИВИТИМЬЯ
(СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ, ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЗМА И
СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ**

Ф.М. Ступак, В.В. Ярмолюк, Е.А. Кудряшова, В.А. Лебедев

*ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер. 35, г. Москва, 119017; e-mail: fms38@mail.ru, katama@mail.ru*

Поступила в редакцию 27 февраля 2017 г.

Вулканический район Калаканского Привитимья (ВРКП) сформирован в три этапа: 137–121, 119–117 и 110 млн лет назад. За время первых двух этапов оформилась толща умереннощелочных базальтовых лав привитимской серии и комплекс малых интрузий пород ряда долерита – гранит-порфира. Завершает раннемеловой разрез толща терригенных отложений, в которые внедрился дифференцированный силл тешенитов.

Различия между тешенитами и более ранними вулканитами наиболее ярко выражены в характере распределения в них некогерентных элементов. В тешенитах их количество с ростом SiO₂ устойчиво возрастает (тренд кристаллизационной дифференциации). В ранних вулканитах такого тренда нет, они эволюционируют хаотически, что можно объяснить контаминацией исходных расплавов материалом коры и/или анатектических выплавов. Различия обеих групп пород ВРКП вызваны сменой состава источников магматизма в регионе перед концом раннего мела.

Ключевые слова: ранний мел, вулканизм, тешениты, Забайкалье.

ВВЕДЕНИЕ

Тектоническая активизация, проявившаяся в позднем мезозое на территории Забайкалья, была сопряжена с комплексом процессов, в том числе с закрытием Монголо-Охотского бассейна, с усилением влияния механизмов конвергенции на Тихоокеанской окраине континента на его внутренние участки, с проявлением в регионе внутриплитной активности. Ее результатом стало образование вулканических поясов, а также обширной системы разновеликих грабенов преимущественно северо-восточного простирания – согласно простиранию ограничивающих их разломов. Грабены, заполненные терригенными отложениями и вулканитами, распределены по всей площади Российского Забайкалья, прилегающих частей Монголии и северо-восточного Китая. Своей конфигурацией система этих грабенов подобна кайнозойской Байкальской рифтовой зоне, к которой она примыкает с юго-востока. Она не получила собственного названия в целом, но ее часть в границах Юго-Восточного Забайкалья и раннемелового среза обозначена ранее как Забайкальская рифтовая система [13]. Несколько позднее было показано, что эти

системы грабенов с сопряженными с ними вулканическими полями принадлежат обширной позднемезозойской внутриплитной вулканической провинции Центральной Азии [20].

Вулканические породы раннемелового возраста в грабенах Забайкальской рифтовой системы встречаются повсеместно, образуя различные по размерам выходы. Наиболее значительные и относительно хорошо обособленные скопления лав составляют вулканические районы и области, которые, в свою очередь, формируют вулканические пояса (рис. 1). Изучены они неравномерно и с разной степенью детальности, что сказывается на достоверности разного рода корреляционных схем, палеорекоonstrukций и представлений о закономерностях развития раннемелового вулканизма региона. Следовательно, необходим приток нового фактического материала по слабо изученным вулканическим районам, особенно данных по составу вулканогенных пород, полученных на современном аналитическом уровне. В настоящей статье представлены данные о позднемезозойском магматизме Калаканского Привитимья – района, остающегося одним из наименее известных в геологической литературе,

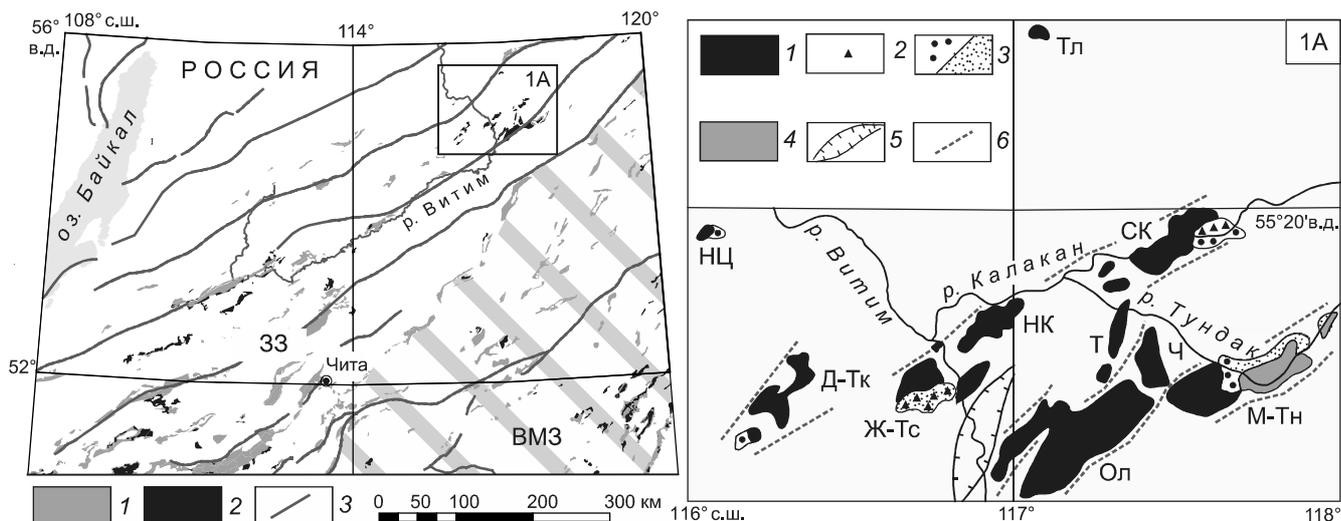


Рис. 1. Положение ВРКП в пределах северной части позднемезозойской Забайкальской рифтовой системы.

1, 2 – грабены, заполненные осадочными породами (1) и лавами (2); 3 – разломы. Вулканические области: 33 – Западно-Забайкальская, ВМЗ – Восточно-Монгольская – Забайкальская (заштрихована).

На врезке 1 А показан вулканический район Калаканского Привитимья, по [11], с дополнениями и изменениями.

1 – вулканические породы привитимской серии (без разделения на свиты), включая субвулканические интрузии верхнего структурного этажа и терригенные отложения маркирующего горизонта байчekanской свиты; 2 – породы маркирующего горизонта в площадном развитии; 3 – маректинская толща: грубо- и мелкообломочные отложения; 4 – Тундакский силл тешенитов; 5 – Витимский пояс пакетированных даек; 6 – разломы. Грабены: (Тл) Талаканский, (НЦ) Нижнечепинский, (СК) Среднекалаканский, (Д-Тк) Дулисм-Туголамский, (Ж-Тс) Жемкуя-Тусанихинский, (НК) Нижнекалаканский, (Т) Турикий, (Ч) Чашевитинский, (М-Тн) Маричи-Тундакский, (Ол) Олгондинский.

а также о месте магматизма этого района в строении рифтовой системы.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Вулканический район Калаканского Привитимья (ВРКП) находится в северной части Забайкалья, где занимает обширную территорию правого и левого берега р. Витим в районе устья его правого притока р. Калакан (рис. 1 А). Морфологически район является северо-восточной окраиной Витимского плоскогорья. Здесь на площади около 5000 км² сконцентрировано более десятка грабенов, заполненных осадочными и вулканогенными породами. Их толщи сформировались в раннемеловое время и в тектоническом отношении представляют собой верхний (раннемеловой) структурный этаж. Они резко несогласно залегают на более древнем, главным образом, докембрийском гетерогенном субстрате, прорванном преимущественно палеозойскими и более редкими раннемезозойскими интрузиями гранитоидов, совместно формируя нижний (дораннемеловой) структурный этаж региона. В геотектоническом отношении ВРКП находится в пределах северо-западной части Западно-Становой структурно-формационной зоны Алдано-Станового щита на участке ее сочленения с Саяно-Байкальской

складчатой областью Центрально-Азиатского подвижного пояса [7, 8].

Проведенное нами картирование грабенов ВРКП показало, что в его пределах широко распространены продукты континентального вулканизма и осадконакопления. Лавы и терригенные отложения заполняют грабены в различных количественных соотношениях, но не хаотически, а с отчетливо выраженной стратификацией их толщ. Они объединены нами в две стратиграфические единицы: привитимскую серию и маректинскую толщу [14]. В строении этих толщ принимают участие и малые интрузии (силлы, штоки, дайки) долеритов, являющихся субвулканическими аналогами эффузивных пород привитимской серии, а также не установленные в эффузивной фации редкие и малообъемные внедрения порфировых пород кислого состава и единичный силл тешенитов. Эти интрузии можно подразделить на две группы, различающиеся разноглубинным залеганием. Одна из них объединяет субвулканические образования, внедренные в толщи раннемеловых пород, и может быть выделена как группа интрузий верхнего структурного этажа. Другая представляет дайковую серию, залегающую в породах основания привитимской серии, и выделяется как группа интрузий нижнего структурного эта-

жа. Необходимость такого разделения вызвана определенными различиями в составе соответствующих групп даек и их разным структурным положением относительно вулканических грабенов, хотя в целом они принадлежат к единому раннемеловому дайковому комплексу.

Привитимская серия состоит из двух свит – олгондинской (нижней) и байчеканской. В их объеме сосредоточены все эффузивные породы ВРКП. Лавовые толщи обеих свит разделены горизонтом терригенных отложений. При выклинивании этого горизонта граница свит проводится по появлению гиалокластитов, широко распространенных в байчеканской и отсутствующих в олгондинской свите. Обе свиты сложены эффузивными породами трахибазальт-трахиандезибазальтового и более кислого (до трахитов) состава и характеризуются однотипным по строению разрезом их толщ. В нижних его частях распространены преимущественно темноокрашенные лавы с глыбовой и толстоплитчатой отдельностью; в верхних – более светлые по окраске и более кислые по составу лавы с преимущественно тонкоплитчатой отдельностью. Максимальная мощность субаэральных лав олгондинской свиты достигает 1000 м, байчеканской – 2200 м. Общая мощность вулканогенных и осадочных пород привитимской серии составляет 3200 м.

Маректинская толща относительно широко распространена в крайних восточных грабенах ВРКП – Среднекаланском и Маричи-Тундакском, незначительно – в западном, Нижнецыпинском. Сложена она терригенно-осадочными породами ряда псефита – аргиллита, с размывом залегающими на породах байчеканской свиты. В первом и последнем из упомянутых грабенов доминируют грубозернистые отложения, во втором (в тундакской его части) – более тонкозернистые. Общая мощность осадочных пород маректинской толщи оценивается в 800 м. Эффузивных пород в ее объеме не обнаружено, но в толщу мелкозернистых отложений Тундакской впадины в конце раннего мела внедрился крупный силл тешенитов.

Интрузии верхнего этажа. Среди них доминируют долериты. Их различные по размерам пластовые залежи, реже штокообразные тела отмечены во многих грабенах, где тяготеют в своем расположении к межслоевым границам образований привитимской серии. К интрузиям этого типа принадлежит и более молодой Тундакский силл тешенитов, размеры которого в несколько раз превосходят самые крупные тела долеритов [16]. Кислые по составу породы (кварц-ситенитовые, трахидацитовые и трахириолитовые порфиры) в данном типе интрузий угнетены. Они образуют небольшие штоки, дайки и силлы.

Интрузии нижнего этажа представлены дайками основного, среднего и кислого составов, образующими ареал, выходящий за пределы ВРКП. Единичные дайки, их немногочисленные рои распространены на большей части ареала и только на южной его окраине, между Олгондинским и Жемкуя-Тусанихинским грабенами, их количество многократно возрастает. Дайки образуют многочисленные самостоятельные тела и пакеты, состоящие из целых и продольно расщепленных на две-три части магматических тел с общей мощностью пакетов до полусотни метров [15]; совместно они образуют Витимский пояс пакетированных даек (рис. 1 А). Наблюдения над возрастными взаимоотношениями разных по составу пород даек Витимского пояса позволили установить следующий (в порядке омоложения) их ряд: граниты биотитовые – долериты – умереннощелочные долериты – монцодиориты – гранит-порфиры гибридные – гранит-порфиры ординарные – плагиофировые долериты. Количественные соотношения пород этого ряда свидетельствуют о резком преобладании основных по составу их представителей, о подчиненности – кислых и незначительной доле средних пород.

В завершение раздела еще раз подчеркнем, что субвулканические интрузии верхнего и нижнего структурных этажей являются одновозрастными (раннемеловыми), но различаются уровнями глубинности своего залегания. При этом часть даек Витимского пояса, представленная породами среднего и кислого состава, в породы привитимской серии и, тем более, маректинской толщи не проникают.

ВОЗРАСТ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ВРКП

Органические остатки, обнаруженные в тонкозернистых отложениях байчеканской свиты и маректинской толщи Среднекаланского и Маричи-Тундакского грабенов, свидетельствуют о раннемеловом времени формирования как терригенных осадков, так и перемежающихся с ними вулканитов [11].

Более конкретно о возрасте вулканогенных пород ВРКП можно судить по их изотопным датировкам [9, 14, 15, 17, 18]. Почти все даты получены К-Аг методом и только четыре – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Калий-аргоновые даты, определенные объемным методом в лаборатории ПГО «Читагеология» в конце минувшего века, не соответствуют современным критериям надежности. Они давали противоречивые результаты и широкие разбросы полученных оценок возраста (например, для эффузивных пород привитимской серии 147–103 млн лет, для Тундакского силла – 24 и 119 млн лет, для даек Витимского пояса – 227–97 млн лет), поэтому здесь они не обсуждаются.

Таблица 1. Результаты определения К-Аг возраста пород ВРКП.

№ проб	Порода	Место отбора	Анализируемый материал	Калий, % (± σ)	⁴⁰ Аг _{рад.} , нг/г (± σ)	Возраст, млн лет (± 2σ)
87-171-1	ТАБ	Жемкуя-Тусанихинский грабен (р. Тусаниха)	вал	2.27 ± 0.03	21.30 ± 0.10	131 ± 4
9-08	ТАБ	Олгондинский грабен (руч. Байчекан)	вал	1.98 ± 0.02	18.90 ± 0.07	133 ± 3*
27-06	ТАБ	Талаканский грабен (руч. Сухой Талакан)	вал	2.36 ± 0.03	23.32 ± 0.03	137 ± 4
88-18	Пл. Д	дайки Витимского пояса	вал	2.35 ± 0.03	20.56 ± 0.08	122 ± 3*
88-17-7	Д		вал	2.01 ± 0.03	18.37 ± 0.08	127 ± 4*
88-17-9	У.щ. Д		вал	2.77 ± 0.03	25.19 ± 0.09	127 ± 3*
3-08	ГП		вал	3.65 ± 0.04	32.54 ± 0.12	124 ± 3*
8-08	Ан. Г		вал	4.12 ± 0.05	39.54 ± 0.15	133 ± 3*

Примечание. Определения возраста пород были выполнены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (г. Москва) на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ. Анализировался валовый состав пород. Определение содержания Аг_{рад.} проводилось методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера ³⁸Аг, определения содержания К – методом пламенной фотометрии. При расчете возраста использовались константы [24]: λ_к = 0.581 · 10⁻¹⁰год⁻¹, λ_β = 4.962 · 10⁻¹⁰год⁻¹, ⁴⁰К = 0.01167 (ат. %). Породы: ТАБ – трахиандезибаазальт, Д – долерит (У.щ. – умереннощелочной, Пл. – плагиофировый), ГП – гранит-порфир, Ан. Г – анатектический гранит. * – ранее опубликованные в [18].

Первые ⁴⁰Аг/³⁹Аг датировки вулканитов ВРКП [17], полученные в аналитическом центре ОИГГГиМС СО РАН (г. Новосибирск), показали, что лавы привитимской серии не могли изливаться позже 110 ± 1.0 млн лет – времени внедрения Тундакского силла и завершения магматической истории региона. Тем же методом был определен возраст лав олгондинской и байчеканской свит привитимской серии из Среднекалаканского грабена, оцененный, соответственно, в 121.5 ± 1.4 и 117.6 ± 4.3 млн лет, а также субвулканических кварцевых сиенит-порфиров из штока руч. Иргаинда (Олгондинский грабен), прорывающих породы байчеканской свиты (119.7 ± 0.3 млн лет) [17].

В последнее время нами датированы К-Аг методом лавы олгондинской свиты привитимской серии из грабенов Талаканского, Жемкуя-Тусанихинского и Олгондинского [18] (табл. 1), причем в двух последних анализировались пробы из самых низов вскрытых разрезов лавовых толщ. Наряду с этими пробами был определен возраст всех, кроме монцодиоритов, главных разновидностей пород из даек Витимского пояса (в порядке времени их проявления, в млн лет): гранитов биотитовых мелкозернистых (анатектоидных) (133 ± 3) – долеритов (127 ± 4) – умереннощелочных долеритов (127 ± 3) – гранит-порфиров (124 ± 3) – плагиофировых долеритов (122 ± 3) [18] (табл. 1).

Полученная совокупность датировок для вулканитов ВРКП, удовлетворяющих современным требованиям качества, показана на рис. 2, где наглядно определяются рубежи формирования трех геологически обоснованных этапов раннемеловой магматической активности ВРКП. Они представлены породами

олгондинской свиты и ее субвулканическими аналогами (137–121 млн лет), байчеканской свиты и ее субвулканическими производными (119–117 млн лет) и тешенитами Тундакского силла (110 млн лет). Периоды извержений разделены амагматическими паузами и накоплением терригенных отложений.

СОСТАВ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ВРКП

Аналитические работы. Содержания в вулканитах петрогенных элементов определены в ИГХ СО РАН (г. Иркутск) методом РФА по методике, изложенной в работе [1]. Содержания редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS (аналитик Бычкова Я.В.) по методике [2], а также изотопные исследования Sr и Nd на масс-спектрометре Sector 54 Micromass (аналитик Гольцман Ю.В.) по методике [19] выполнены в ИГЕМ РАН (г. Москва).

Петрография и минералогия. Привитимская серия сложена множеством потоков преимущественно субаэральных лав, среди которых преобладают трахиандезибаазальты, в меньшей степени распространены трахибаазальты, трахиандезиты и трахиты. Породы большей частью афировые, реже в них отмечается небольшое (1–5 об. %) количество мелких вкрапленников плагиоклаза и/или клинопироксена, к которым в более кислых разновидностях пород добавляются биотит и амфибол. Эти же минералы отмечаются и в базисе пород наряду с количественно варьирующим вулканическим стеклом. Стекла больше всего в субаквальных лавах и гиалокластитах, где оно интенсивно замещается вторичными минералами (палагонит-хлорофееитом, цеолитами и др.).

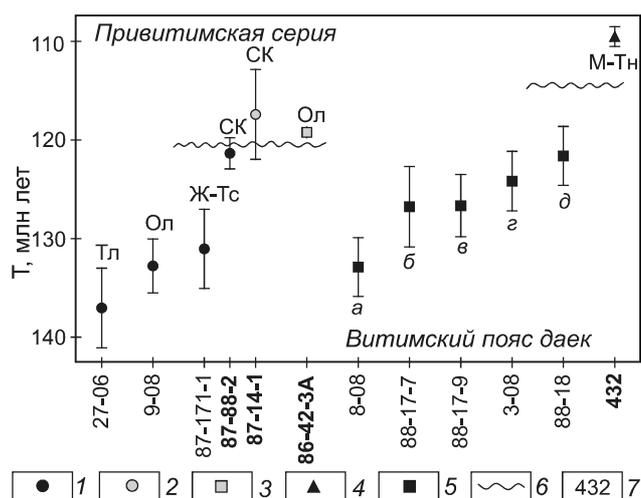


Рис. 2. Возрасты вулканогенных пород ВРКП и их доверительные интервалы.

1, 2 – лавы олгондинской (1) и байчеканской (2) свит привитимской серии; 3, 4 – интрузии верхнего структурного этажа: сиенит-порфиры (3), тешениты (4); 5 – интрузии нижнего структурного этажа: дайки (а) гранитов анатектических, (б) долеритов, (в) умереннощелочных долеритов, (г) гранит-порфиров, (д) плагиофировых долеритов; 6 – перерывы, осадконакопление; 7 – номера проб (жирным шрифтом – даты, полученные ³⁹Ar-⁴⁰Ar [17], остальные – К-Аг (см. табл. 1) методами). Грабены см. рис. 1 А.

Субвулканические аналоги лав – долериты – породы массивные, полнокристаллические, мелко- и среднезернистые, с одинаковым с лавами минеральным парагенезом. Их более кислые разновидности обычно пегматоидные и светлоокрашенные, с модальным кварцем в составе. Сходным образом проявляет себя и сообщество даек Витимского пояса из фундамента привитимской серии: долериты, умереннощелочные долериты и плагиофировые долериты даек подобны мафическим долеритам интрузий чехла, а монцодиориты – салическим (пегматоидным) их разновидностям. Породы кислого состава из интрузий чехла и фундамента имеют светлую окраску, плитчатую, изредка столбчатую отдельность, содержат вкрапления кварца и калишпата.

Пикритовые и мезократовые тешениты Тундакского силла имеют темно-серую, слегка зеленоватую окраску и такситовый ее рисунок, среднюю и крупную зернистость. В их пегматоидных разновидностях отмечены обильные крупные и резко удлиненные (до 3 см) призматические кристаллы черного клинопироксена. Проявленные в небольших объемах лейкократовые пегматоиды тешенитов имеют существенно полевошпатовый состав, серую окраску, плитчатую отдельность, миароловое сложение. В них обильны крупные удлиненные (до 4 см) брусковидные кристаллы полевого шпата.

Петрографическими наблюдениями установлено, что раннемеловые вулканогенные породы всех главных группировок ВРКП имеют близкий минеральный состав. Среди минералов меланократовой части пород отмечены оливин, ромбический и моноклинный пироксены, амфибол, биотит, титаномагнетит, а среди лейкократовой – плагиоклаз, калишпат, кварц, анальцим, вулканическое стекло.

Оливина в лавах привитимской серии, в долеритовых интрузиях обоих структурных этажей мало (< 5 об. %), он проявлен в виде мелких единичных зерен и их сростаний, почти всегда замещенных вторичными минералами. Только в пикротешенитах Тундакского силла его количество достигает 15–20 об. %. В составе почти всех пород ВРКП среди цветных минералов господствует клинопироксен (от диопсид-авгита до титан-авгита и эгирин-авгита). В некоторых долеритовых интрузиях чехла, а также в пикротешенитах Тундакского силла в небольших количествах (до 1–2 об. %) отмечен ромбический пироксен. Биотит и амфибол (базальтическая и обыкновенная роговая обманка, арфведсонит) в количествах от долей до 10 об. % присутствуют в трахиндезитах и трахитах привитимской серии, в лейкократовых и пегматоидных разновидностях долеритов интрузий чехла и в долерит-монцодиоритовых дайках Витимского пояса.

Среди лейкократовых минералов пород ВРКП господствует плагиоклаз, в фенокристах преимущественно андезин-лабрадорного состава, в лейстах – олигоклаз-андезинового. Калиевый полевой шпат в более основных породах образует каймы вокруг зерен плагиоклаза, а в более кислых проявлен как в гранофировых сростаниях с кварцем, так и в виде собственных кристаллов. Кварц в небольших количествах присутствует во всех, кроме тешенитов силла, базитовых породах ВРКП. Его зерна оплавлены и большей частью являются ксеногенными, но в микропегматитовых сростаниях они первичные. Магматический анальцим присутствует только в тешенитах реки Тундак. Количество вулканического стекла в породах ВРКП зависит от степени их кристалличности, оно максимально в субаквальных лавах привитимской серии и минимально в зонах закала даек и силлов.

Петрохимия. Химические составы вулканогенных пород ВРКП приведены в табл. 2* и относятся к отрядам основных, средних и кислых пород, умеренных по щелочности, и только единичные составы являются нормально-щелочными, согласно [12]. На диаграмме SiO₂-Na₂O+K₂O [10, 22] (рис. 3 а) эффу-

*Таблицу 2 см. <http://www.itig.khv.ru/POG>

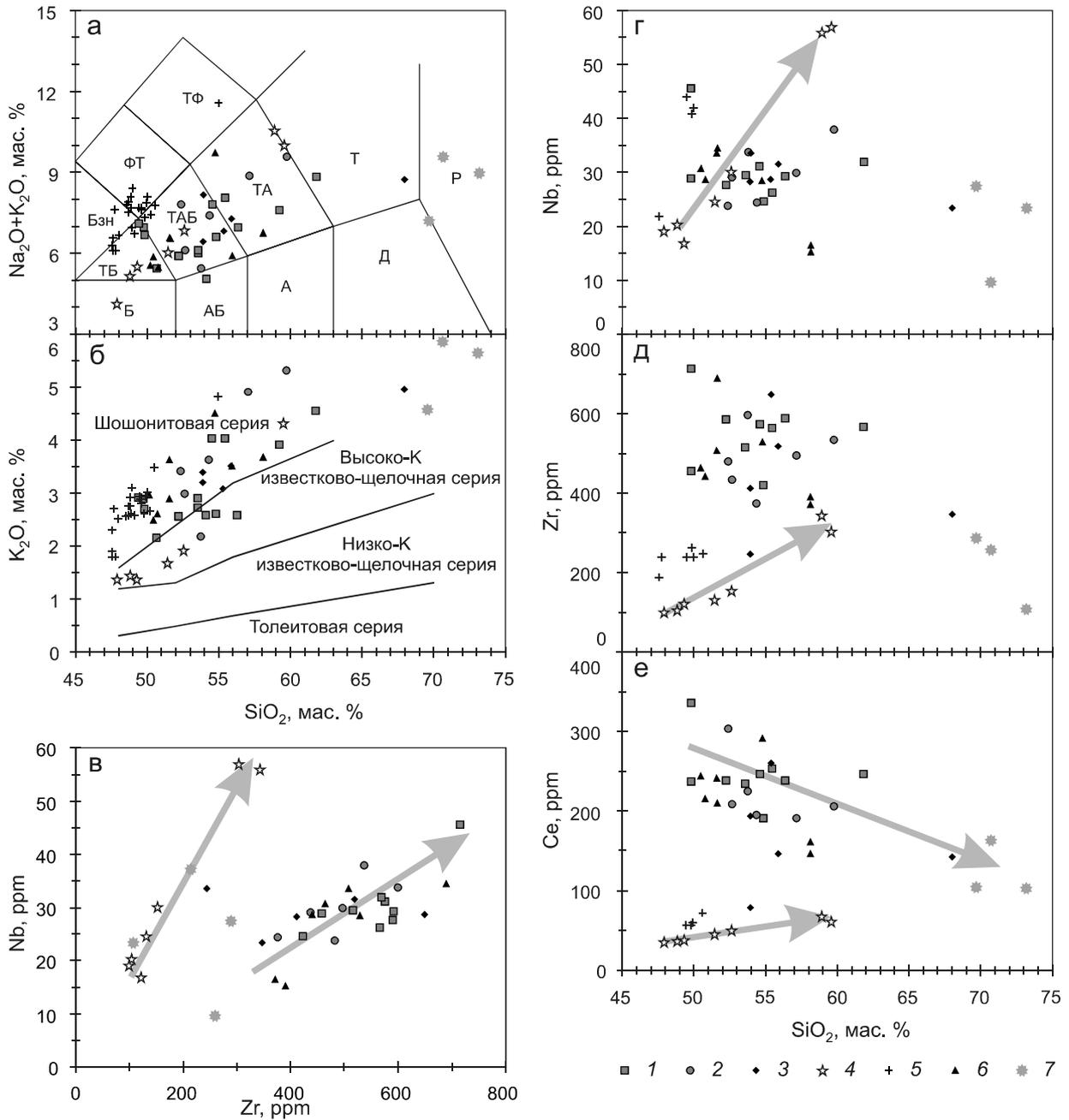


Рис. 3. Диаграммы (а) $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ [10, 22] и (б) $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ [23], а также графики содержаний некогерентных элементов относительно (в) Zr и (г–е) SiO_2 для пород ВРКП.

Вулканические породы: 1 – олгондинской свиты и 2 – байчеканской свит; 3 – субвулканические интрузии чехла; 4 – тешениты Тундакского сила; 5 – тешениты Боргойской впадины [3, 4]; 6 – дайки Витимского пояса; 7 – дайки риолитов и гранитоидов. Породы: Бзн – базанит, ФТ – фонотефрит, ТФ – тефрифонолит, Б – базальт, ТБ – трахибазальт, АБ – андезибазальт, ТАБ – трахиандезибазальт, А – андезит, ТА – трахиандезит, Д – дацит, Т – трахит, Р – риолит.

живные породы ВРКП в основном относятся к трахиандезибазальтам, в меньшей степени трахибазальтам, трахиандезитам, трахитам и риолитам. На диаграмме $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ [23] (рис. 3 б) точки их составов расположены в полях высококалийевой известково-щелочной и шохонитовой серий. В породах ВРКП отношение

$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ варьирует в интервале 2.6–0.6, что определяет их принадлежность к калиево-натриевой серии [12].

Геохимия. Содержания редких и редкоземельных элементов в вулканических породах ВРКП приведены в табл. 2. Характер распределения несовме-

стимых элементов в породах разного состава отражен на рис. 3 в–е.

На графике Zr–Nb (рис. 3 в) составы пород образуют две группы, различающиеся тенденциями в распределении несовместимых элементов. Одну из них представляют породы расслоенного тешенитового силла, в которых $Zr/Nb \sim 5$, другую – составы пород вулканических и дайковых комплексов, в которых это отношение более ~ 15 –20. Различия в составе обеих групп хорошо видны и на других графиках подобного типа. Так на графиках (рис. 3 г–е) отражены закономерности поведения несовместимых элементов относительно SiO_2 , взятого в качестве индекса дифференциации. С ростом величины SiO_2 в тешенитах отмечается закономерный рост содержания несовместимых элементов, что согласуется с представлениями о поведении таких элементов в дифференцированных магматических сериях и находится в хорошем соответствии с геологическими данными, свидетельствующими о принадлежности изученных пород расслоенному силлу. В этой группе характеристики, близкие к таковым первичных расплавов, демонстрируют не затронутые дифференциацией наиболее основные породы.

В породах второй группы с ростом SiO_2 обогащения несовместимыми элементами не отмечается. Выявляется обратная тенденция к снижению их содержания с ростом кремнекислотности пород. Очевидно, что, несмотря на то, что породы этой группы участвуют в строении общих для них ассоциаций (вулканических толщ или дайковых и силловых комплексов), они не могут рассматриваться как последовательные дифференциаты. Скорее всего, они являются продуктами контаминации исходных расплавов и/или их производных коровым материалом. В качестве контаминанта могли также участвовать анатектические расплавы, продуктам которых в наибольшей степени соответствуют гранит-порфиновые и риолитовые дайки, обедненные в первую очередь редкими землями. Общая картина распределения несовместимых элементов в этой серии пород на различных корреляционных графиках указывает на то, что среди них наиболее обогащенными несовместимыми элементами и, по-видимому, наиболее близкими к первичным, не затронутым или слабо затронутым контаминацией, были расплавы, сформировавшие наиболее основные породы.

На рис. 4 представлены спайдерграммы для наиболее основных ($SiO_2 < 50$ мас. %) по составу пород рассматриваемых магматических ассоциаций. Их составы четко разделились на те же две группы – тешенитов, с одной стороны, и вулканических и субвулканических ассоциаций, с другой, имеющие

к тому же разные характеристики относительно эталона OIB [25].

Базальты первой половины раннего мела (рис. 4 а, б) выделяются более высокими, чем в OIB, содержаниями большинства литофильных элементов, за исключением тяжелых РЗЭ (Y, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) и высокозарядных (Ti, Ta, Nb, U, Th) элементов, содержания которых, тем не менее, близки к их содержанию в базальтах океанических островов. В этих породах отмечаются также относительно пониженные содержания Zr и Hf, а также Sr и Eu, при этом согласованное поведение последних указывает на важную роль фракционирования плагиоклаза в образовании этих пород. Спектр редкоземельных элементов характеризуется сильно фракционированным распределением $(La/Yb)_n \sim 25$ –55. Для сравнения на графике показано поле составов одновозрастных основных ($SiO_2 < 50$ мас. %) базальтов Западно-Забайкальской вулканической области (ЗЗВО) [3–6], которое показывает хорошее согласование составов пород последней и ВРКП (рис. 4 а, б).

Тешениты (рис. 4 в, г) по сравнению с OIB обеднены практически по всему спектру несовместимых элементов. В них отмечаются относительно повышенные содержания Ba, U, K, Sr и незначительные отрицательные аномалии Ti, Zr и Hf. При этом в них отсутствует Ta–Nb аномалия $[(Nb/La, Ta/La)_n > 1]$. Редкоземельные элементы характеризуются слабо фракционированным распределением $(La/Yb)_n \sim 5$ –8. По содержанию большинства несовместимых элементов тешениты занимают промежуточную позицию между составами OIB и E-MORB [25].

На графиках также показаны составы кислых пород, слагающих некоторые дайки нижнего структурного этажа. По сравнению с основными породами грабенов они выделяются резко пониженными содержаниями большинства элементов, за исключением Th, U и K. Очевидно, что они не могли быть связаны с базитами процессами фракционирования и представляют отдельную генетическую группу, сопоставляемую с продуктами анатектического плавления. Наличие Eu минимума в спектре одной из проб, по-видимому, связано с фракционированием соответствующего расплава, тем более, что на фоне других пород кислого состава эта проба выделяется более высокими содержаниями несовместимых элементов.

Изотопный состав Sr и Nd. Сведений по изотопному составу вулканогенных пород ВРКП мало. Ранее были опубликованы сведения по Sr изотопной системе в породах и минералах тундакского тешенитового силла [9]; была выявлена дисперсия их изотопных составов, которая была связана со вторичными

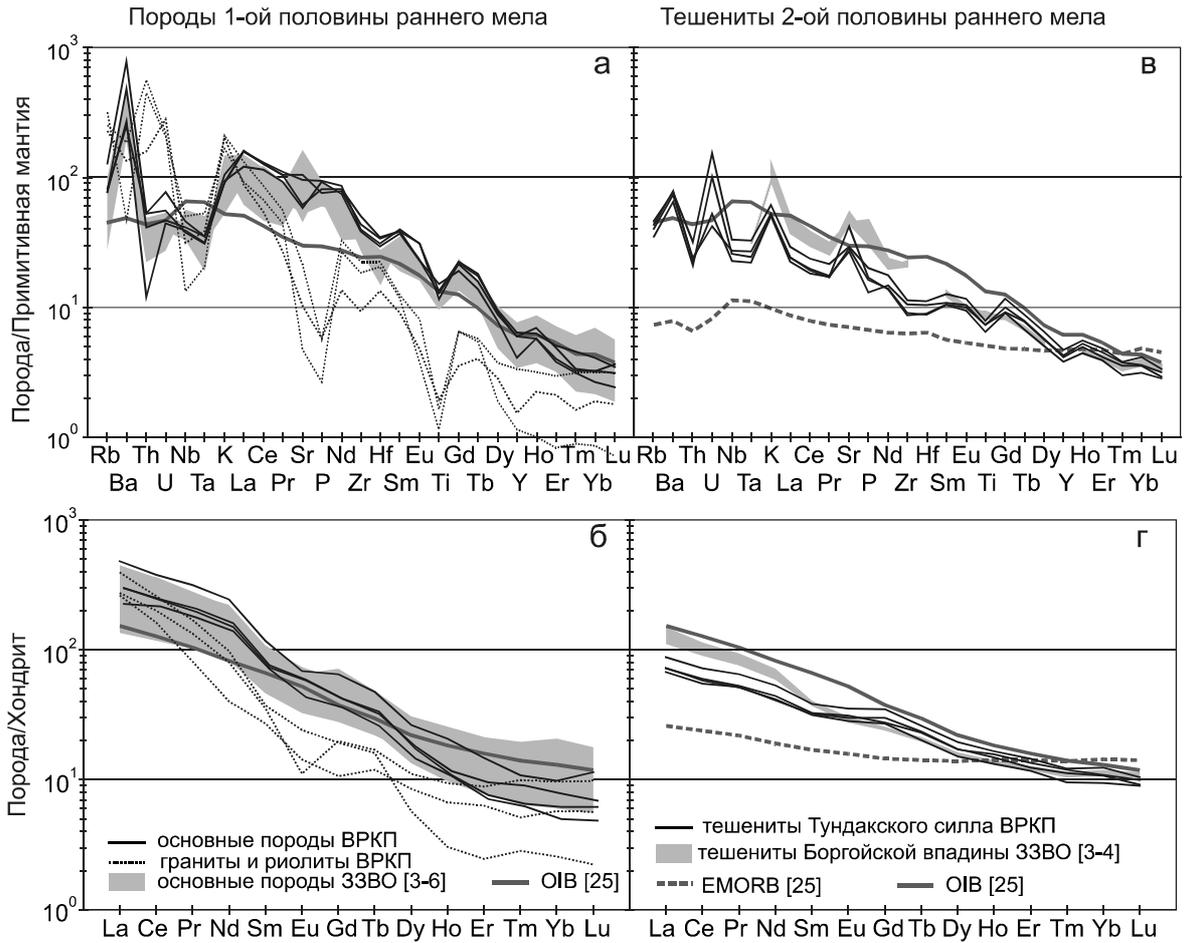


Рис. 4. Графики распределения РЭ и РЗЭ для раннемеловых пород Калаканского Привитимья (ВРКП) и Западно-Забайкальской вулканической области (ЗЗВО), нормированные к примитивной мантии и хондриту по [25].

На графиках (а, б) показаны составы ВРКП первой половины раннего мела: наиболее примитивные ($\text{SiO}_2 < 50$ мас. %) базальты привитимской серии, а также граниты и риолиты даек и интрузий. Серым цветом выделено поле составов наиболее основных ($\text{SiO}_2 < 50$ мас. %) пород близкого возраста формирования ЗЗВО по [3–6]. На графиках (в, г) показаны составы тешенитов второй половины раннего мела Тундакского сила ВРКП и Боргойской впадины ЗЗВО по [3, 4].

преобразованиями пород, а также вероятной контаминацией магм коровым материалом.

Нами определен изотопный состав Sr и Nd в двух пробах основных лав привитимской серии из Талаканского и Олгондинского грабенов (табл. 3). Полученные результаты свидетельствуют, что их изотопные составы ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = (-4.9)$, $\epsilon_{\text{Sr}}(t) = (+39.7)$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = (-8.7)$, $\epsilon_{\text{Sr}}(t) = (+56.5)$) отвечают обедненным радиогенным неодимом и обогащенным радиогенным стронцием источникам. Резкие отклонения этих составов от линии мантийной корреляции, представляющей продукты плавления мантии, позволяют предполагать контаминацию исходных базитовых расплавов древним ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) > 1700$ млн лет) коровым материалом. Этот вывод согласуется с геохимическими характеристиками соответствующих проб, также несущими признаки корового загрязнения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ геологической ситуации ВРКП свидетельствует, что пространственно сближенные грабены Калаканского Привитимья (рис. 1 А) являются частями некогда единой и весьма крупной депрессионной структуры, заполненной лавами и терригенными отложениями раннемелового возраста. О том же свидетельствует и полное сходство стратиграфических разрезов депрессионных образований всех крупных и части мелких блоков ВРКП. В то же время принадлежность ВРКП к какой-либо из магматических областей, возникших в позднем мезозое в Центральной Азии, не вполне очевидна. Это хорошо видно на схеме (рис. 1), на которой район Калаканского Привитимья тяготеет к области схождения структур Западно-Забайкальской и Восточно-Монгольской – Забайкальской областей, однако находится в значи-

Таблица 3. Изотопный состав Sr и Nd раннемеловых пород ВРКП.

№ проб	Район (грабен)	Порода	Возраст, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$\varepsilon_{\text{Sr}}(t)$
УДК-27/06	Тл	ТАБ(Ш)	137	17.7	113	0.0945	0.512102	6	-8.7	63	2085	0.0875	0.708490	10	56.5
УДК-86-151	Ол	ТАБ(Ш)	133	19.5	124	0.0954	0.512299	8	-4.9	63	1579	0.1151	0.707363	7	39.7

Примечание. Тл – Талаканский, Ол – Олгондинский, ТАБ – трахиандезибазаг (Ш – шошонит).

тельной пространственной обособленности от других проявлений одновозрастного с ним вулканизма. Такая разобщенность вулканических ареалов, возможно, означает, что все они, хотя и возникли в рамках общей для них позднемезозойской вулканической провинции Центральной Азии [20], тем не менее, имели вполне независимое развитие. Этому выводу не противоречат определенные отличия магматизма ВРКП от магматизма других областей вулканической провинции. Последние характеризовались, прежде всего, многоэтапным развитием, растянувшимся на многие десятки млн лет, преобладанием базальтов и трахибазальтов в составе вулканических ассоциаций и тенденциями к росту основности пород в более молодых проявлениях вулканизма [4–6]. По сравнению с ними вулканическая история ВРКП является редуцированной. Вулканический район в целом сформировался в первой половине раннего мела, а среди его продуктов преимущественное развитие получили породы средне-основного состава (трахиандезибазальты).

Несмотря на эти отличия, ВРКП сближает с другими областями позднемезозойской вулканической провинции согласованность в проявлении магматической активности. Так во всех областях провинции наиболее массивные вулканические события протекали в первой половине раннего мела, как правило, на фоне процессов грабенообразования. К концу раннего мела относится смена характера магматических ассоциаций и появление более щелочных вулканических комплексов [21]. Все это, как было показано выше, вполне характеризует магматизм ВРКП.

Примером подобного развития магматизма в других вулканических областях провинции может служить Боргойская впадина, принадлежащая западному сегменту Западно-Забайкальской вулканической области (ЗЗВО) [3, 4, 21]. В ее строении различаются две базальтовые серии, разделенные толщей осадочных пород. К последней приурочены многочисленные межпластовые интрузии: лакколлиты, лополиты, силлы и редкие дайки, сложенные щелочными базальтоидами и габброидами (тешенитами). Возраст нижней базальтовой серии определен в диапазоне 136–126 (± 5) млн лет, базальты верхней пачки сформировались ~ 116 млн лет назад. Возраст тешенитовых интрузий составил < 109 млн лет. Очевидно, что геохронологические рубежи формирования вулканических комплексов Боргойской впадины в пределах ошибок вполне согласуются с этапами проявления магматизма в ВРКП. Более того, соответствующие этапы магматизма в обоих районах характеризуются породами близкого состава, что указывает на сходство их источников.

Это сходство хорошо видно при сравнении наименее контаминированных (то есть наиболее близких к мантийному источнику) базальтов первой половины раннего мела из вулканических толщ ВРКП с одновозрастными базальтами из различных районов ЗЗВО, в том числе Боргойской впадины [3–6]. Геохимические характеристики базальтов ЗЗВО в целом близки и, как уже отмечалось, демонстрируют хорошее согласование с породами ВРКП (рис. 4 а, б). Определенное сходство проявляют также тешениты конца раннего мела, хотя в целом тешениты ЗЗВО, развитые в Боргойской впадине [3, 4], более щелочные и более обогащенные высоkozарядными и легкими редкоземельными элементами, нежели их аналоги из грабена р. Тундак из ВРКП (рис. 3, 4 в, г). Первые превосходят последние, например, по среднему содержанию K_2O (3 против 2 мас. %), TiO_2 (2 – 1 мас. %), Al_2O_3 (17 – 15 мас. %), P_2O_5 (0.6 – 0.3 мас. %), Zr/Nb (7 – 6), $(La/Yb)_n$ (11 против 7), уступающая им по MgO (4 – 6 мас. %), Fe_2 (9 – 10 мас. %), CaO (6 – 7 мас. %). Но при отмеченных расхождениях, в целом, поздние проявления магматизма характеризуются отсутствием отрицательной Ta-Nb аномалии и существенно более низкими содержаниями РЗЭ, чем в породах первой половины раннего мела (рис. 4).

Проведенное сопоставление позволяет говорить о сходных тенденциях в изменении составов последовательно сформировавшихся групп вулканических пород в разных районах Забайкалья, а, следовательно, и о сходстве состава источников магматизма для них. Магматические комплексы первой половины раннего мела представлены породами, исходные расплавы которых относительно ОИВ обогащены практически по всему спектру литофильных элементов, прежде всего редкоземельных, при дефиците Ta и Nb. Эта особенность для пород Западного Забайкалья ранее была объяснена участием в источнике расплавов мантии, метасоматически измененной в ходе субдукционных процессов при закрытии Монголо-Охотского бассейна [4, 21]. Более поздняя группа тешенитов, возникшая в конце раннего мела, отличается иными геохимическими параметрами: содержания несовместимых элементов в их породах преимущественно более низкие, чем в ОИВ, и, кроме того, в них отсутствует отрицательная Ta-Nb аномалия. Эти характеристики пород, с учетом имеющихся изотопных данных по тешенитам Боргойской впадины ЗЗВО ($\epsilon_{Nd}(t) = (+1.4)$, $\epsilon_{Sr}(t) = (+3.1)$) [4], позволяют говорить о ведущем участии в их образовании умеренно обогащенного мантийного источника.

Кроме того, в геологической истории обоих регионов Забайкалья смена магматических ассоциаций с разными геохимическими характеристиками произошла практически в один и тот же промежуток време-

ни: в Боргойской впадине ЗЗВО между 116 и 109 млн лет [3, 4], а в ВРКП между 117 и 109 млн лет назад. Подобная согласованность позволяет предполагать по геологическим меркам одновозрастное и резкое изменение состава источников магматизма в области их мантийного питания для всей Западно-Забайкальской рифтовой области, включая ее структурное продолжение с ВРКП. Очевидно, эти изменения были связаны с эволюцией глубинных подлитосферных процессов, контролировавших развитие рифтовой области.

Этот вывод требует особых комментариев для тех особенностей магматизма, которые отличают ВРКП от районов Западно-Забайкальской области. Выше уже отмечалось, что составы базальтов, наиболее близкие к исходным магмам, в разных участках ЗЗВО практически не различаются и схожи с таковыми в ВРКП. Однако в ВРКП такие базальты имеют ограниченное распространение и количественно уступают трахиандезиобазальтам и трахиандезитам (рис. 3 а), аналоги которых в районах ЗЗВО отмечаются напротив незначительно. Также в пределах ВРКП достаточно широко распространены кислые магматические породы – риолиты, граниты, гранит-порфиры, проявленные исключительно в субвулканической форме. При этом кислые породы в основном сосредоточены в фундаменте вулканического района, не проникая на более высокие горизонты коры. Скорее всего, это свидетельствует о коровом анатектическом происхождении формирующих их расплавов, чему вполне соответствуют деплетированные геохимические характеристики кислых пород (рис. 4 а, б). На наш взгляд, совокупность этих данных указывает на то, что в первой половине раннего мела базальтовые магмы, общие для всей Западно-Забайкальской рифтовой области, инициировали анатектическое плавление коры Калаканского Привитимья и активно взаимодействовали здесь с коровыми выплавками, образуя гибридные расплавы трахиандезиобазальтового и трахиандезитового состава. Такому сценарию вполне соответствуют геохимические особенности состава пород ВРКП, а также имеющиеся для них изотопные данные.

Магматический этап конца раннего мела, очевидно, не оказывал такого термального воздействия на кору, которое могло привести к ее плавлению. Продукты этого этапа вполне отражают составы мантийных источников, действовавших в это время в регионе и практически лишены показателей существенного взаимодействия исходных расплавов с веществом коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализируя и обобщая приведенный выше материал, можно сделать ряд выводов.

1. ВРКП является автономной вулканоструктурой позднемезозойской внутриплитной вулканической провинции Центральной Азии.

2. Формирование ВРКП продолжалось в течение трех этапов вулканической деятельности (137–121, 119–117 и 110 млн лет назад); в итоге обособились две группы пород: первая – доминирующих лав привитимской серии и связанных с ними дайково-силловых образований первых двух этапов вулканизма, вторая – менее значительных объемом тешенитов и их производных последнего этапа.

3. Породы обеих групп значительно различаются характером поведения несовместимых элементов в эволюционном процессе. В тешенитовых образованиях четко выражено увеличение количества таких элементов по мере раскисления пород (тренд кристаллизационной дифференциации). Для эффузивных и субвулканических пород второй группы такой тренд отсутствует, более того, с ростом SiO_2 в некоторых составах происходит даже снижение содержаний несовместимых элементов. Такие их особенности связаны, по всей вероятности, с контаминацией расплавов материалом коры и анатектических выплавов.

4. Выявленное подобие в геологическом развитии ВРКП и ЗЗВО свидетельствует, что так же, как и в последней, смена состава источников магматизма в ВРКП произошла перед концом раннего мела и была для них общей, вызванной эволюцией подлитосферных процессов, контролировавших их развитие.

Работа выполнена в рамках темы базовых исследований № 0136-2018-0026 при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-00167

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлуоресцентный анализ. Новосибирск: Наука, 1984. 328 с.
- Бычкова Я.В., Сеницын М.Ю., Петренко Д.Б., Николаева И.Ю., Бугаев И.А., Бычков А.Ю. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Вестн. МГУ. 2016. № 6. С. 56–63.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Смирнов В.Н. Позднемезозойский магматизм Боргойской впадины Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 8. С. 1305–1314.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Никифоров А.В. Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники // Петрология. 2002. Т. 10, № 5. С. 510–531.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Эволюция вулканизма Тугуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области в позднем мезозое и кайнозое // Вулканология и сейсмология. 2007. № 4. С. 3–28.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Комарицына Т.Ю. Поздне-мезозойский–раннемезозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 920–946.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (3-е поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист N-50 (Сретенск). СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2010.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (3-е поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист N-49 (Чита). СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2011.
- Казимировский М.Э., Ступак Ф.М., Дриль С.И. Вещественные характеристики и возрастная позиция тешенитового магматизма Северного Забайкалья // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 7. С. 1079–1089.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997. 248 с.
- Козлов С.А., Новченко С.А., Пинаева Т.А., Потемкина Л.В., Старышко В.Е., Озерский А.Ф. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Изд-е 2-е. Серия Олекминская. Лист N-50-X (Сайваки): Объясн. зап. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2008. 178 с.
- Петрографический кодекс России (изд. третье). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
- Писцов Ю.П. Осадочные формации Забайкальской рифтовой системы // Сов. геология. 1982. № 8. С. 59–69.
- Ступак Ф.М. Новые данные по геологии и возрасту поздне-мезозойских образований Северного Забайкалья // Докл. РАН. 1993. Т. 333, № 6. С. 757–761.
- Ступак Ф.М. Комплексы «дайка в дайке» в позднем мезозое Северного Забайкалья // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310, № 4. С. 947–951.
- Ступак Ф.М. Новые данные о щелочных основных породах Забайкалья // Докл. РАН. 1995. Т. 341, № 5. С. 661–665.
- 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., Лебедев В.А., Кудряшова Е.А. Пакетированные дайковые комплексы континентальных структур Забайкалья: Тез. Всерос. конф. «Граниты и процессы рудообразования». М.: ИГЕМ РАН, 2011. С. 128–129.
- Чернышев И.В., Бахарев А.Г., Борзников Н.С., Гольцман Ю.В., Котов А.Б., Гамянин Г.Н., Чугаев А.В., Сальникова Е.Б., Баирова Э.Д. Геохронология магматических пород района золоторудного месторождения Нежданинское (Якутия, Россия): U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd изотопные данные // Геология руд. месторождений. 2012. Т. 54, № 6. С. 487–512.
- 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.
- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология. 1998. Т. 6, № 2. С. 115–138.
- 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, N 3. P. 745–750.

23. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 58. P. 63–81.
24. Steiger R.H., Jager E. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 359–362.
25. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Narry. *Magmaism in the oceanic basins* // *Geol. Soci. Spec. Publ.* 1989. N 42. P. 313–345.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

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

Early Cretaceous Kalakan magmatic area (Vitim region, Northern Transbaikalia): stages of formation, magmatism sources and tectonic position

The Kalakan volcanic area (KVA) in the Vitim region was formed in three stages: 137–121, 119–117 and 110 Ma. During the first two phases were formed mid-alkaline basaltic lavas of the Vitim Group and a complex of small intrusions from dolerite to granite porphyry. The unit of terrigenous sediments in which the teschenite layered sill was intruded in the Early Cretaceous completes this section.

Differences between the teschenites and earlier volcanics are most pronounced in the distribution of incompatible elements. In teschenites their contents increases with increasing SiO₂ (crystallization differentiation trend). Compositions of the early volcanics form another trend. They evolve chaotically, that can be attributed to contamination of crustal material and/or crustal anatectic melts. These differences of KVA both rock groups are caused by the change of the composition of magmatic sources in the region prior to the late Early Cretaceous.

***Key words:* Early Cretaceous, volcanism, teschenites, Transbaikalia.**

Табл. 2. Химический состав (мас. %) и состав редких и редкоземельных микроэлементов (г/г) раннемеловых пород ВРКП.

Районы	Привитимская серия																		Интрузии верхнего структурного этажа												Интрузии нижнего структурного этажа																	
	Олгондинская свита									Байчечанская свита									Интрузии верхнего структурного этажа						Интрузии нижнего структурного этажа																							
	Тл	НЦ			Д-Тк			Ж-Тс			СК			Ол			М-Тн	СК	Д-Тк	Ж-Тс	Ол			М-Тн (силл Тундакский)			Витимский дайковый пояс																					
№ проб	27/06	10-93	9-93	5-93	87-304-1	87-299-2	87-171-23	87-171-1	87-171-19	87-171-26	87-88-7	87-88-14	86-151	86-78	86-39-1	86-42	86-274	86-203	86-364	87-14-2	87-307-4	87-167	86-42-3	86-42-3а	86-60	86-176М	86-420*	86-432*	86-426*	86-426-9*	86-427-3*	86-426-4*	86-426-1*	88-2-4	4/08	88-3	88-17-9	88-17-7	7/08	88-18	6/08	8/08	3/08	88-21-2				
Порода	ТАБ(Ш)	ТАБ(Ш)	АБ	ТБ(К)	ТБ(К)	ТАБ(Ш)	ТБ(К)	ТАБ(Ш)	ТА(Л)	Т	ТАБ(Ш)	ТА(Л)	ТАБ(Ш)	ТА(Л)	Т	ТАБ(Ш)	ТАБ(Ш)	ТА(Л)	Т	ТАБ(Ш)	ТАБ(Ш)	Д	Р	Д	Кв. С	Д	Д	ПикроТШ	ТШ	ТШ	ТШ	ТШ	ТШ	С	МД	МД	У.ш. Д	У.ш. Д	Д	Д	Пл. Д	Пл. Д	Ан. Г	ГП	ГП			
SiO ₂	47.56	53.16	53.36	49.61	48.41	52.97	48.73	53.82	58.44	61.18	53.46	55.19	49.78	54.80	52.84	51.94	56.16	58.93	53.65	51.77	53.19	72.20	55.54	67.34	53.65	53.24	45.58	46.10	49.49	47.84	50.58	58.13	56.77	57.54	53.73	50.06	53.40	48.10	48.75	47.55	49.00	70.22	77.18	68.81				
TiO ₂	2.20	3.06	3.07	2.06	2.89	2.55	2.63	1.91	1.78	1.55	2.40	2.35	2.65	1.86	2.35	2.07	1.66	1.30	1.66	2.38	2.42	0.42	2.10	0.88	2.06	2.30	1.49	1.31	1.62	1.52	1.99	1.15	0.80	1.75	1.57	2.75	2.19	3.08	2.79	3.07	2.38	0.36	0.25	0.96				
Al ₂ O ₃	15.04	14.61	14.70	15.53	15.30	15.01	14.98	16.91	14.58	15.83	15.69	16.03	14.74	15.63	14.55	16.19	16.34	17.46	15.98	15.29	14.41	13.10	15.11	13.78	14.63	15.45	13.60	15.64	16.11	15.36	14.88	16.24	15.66	16.58	17.07	15.56	14.63	14.30	15.04	14.59	14.52	15.44	11.58	14.35				
Fe ₂ O _{3т}	11.66	11.68	10.79	10.99	11.32	10.77	11.50	8.96	7.61	6.62	10.46	8.36	10.50	9.28	11.28	10.06	8.68	5.82	9.00	9.92	10.61	2.30	9.77	4.68	9.55	9.97	12.10	9.44	9.33	11.32	10.02	7.06	4.92	7.42	7.93	11.14	8.98	10.89	10.74	11.20	10.14	2.02	1.38	3.94				
MnO	0.13	0.10	0.14	0.14	0.18	0.13	0.14	0.09	0.13	0.14	0.15	0.14	0.13	0.13	0.15	0.13	0.14	0.13	0.12	0.16	0.18	0.03	0.15	0.11	0.14	0.15	0.18	0.13	0.13	0.16	0.13	0.10	0.10	0.08	0.10	0.13	0.11	0.09	0.13	0.12	0.12	0.02	0.03	0.07				
MgO	2.65	1.70	2.31	5.36	3.81	3.37	3.85	2.75	2.96	1.91	2.42	3.17	3.02	2.93	3.37	3.00	2.79	2.08	4.01	3.73	3.02	0.70	3.25	1.44	2.42	3.86	11.26	7.93	5.05	7.08	4.38	1.31	1.25	3.16	3.22	3.76	3.64	4.43	4.43	4.19	4.10	0.55	0.31	1.48				
CaO	8.02	7.60	7.79	8.09	6.81	6.46	8.06	5.34	4.59	2.21	5.19	4.46	7.31	5.18	7.28	6.77	3.07	2.97	5.91	7.58	5.79	0.90	5.39	1.89	6.92	6.35	6.64	8.67	8.23	8.10	7.09	3.53	6.50	4.87	3.91	5.57	5.59	6.81	7.16	6.87	6.97	1.10	0.79	1.54				
Na ₂ O	3.92	3.25	2.45	3.24	3.89	3.19	4.14	3.73	3.65	4.25	3.90	4.31	3.19	3.99	3.21	4.38	3.92	4.24	3.73	3.09	4.72	3.31	3.76	3.73	3.63	3.20	2.64	3.50	4.18	4.03	4.76	5.56	4.05	3.05	5.12	2.82	2.30	2.71	3.24	2.46	3.49	3.72	3.01	2.61				
K ₂ O	2.76	2.72	2.55	2.12	2.64	2.88	2.89	3.99	3.87	4.51	2.55	2.53	2.44	3.99	2.16	3.39	4.84	5.24	3.60	2.95	3.35	5.57	3.49	4.91	2.98	3.15	1.30	1.36	1.62	1.33	1.84	4.20	6.12	3.64	4.42	3.51	3.34	2.47	2.41	2.80	2.75	5.82	4.55	4.52				
P ₂ O ₅	1.60	1.37	1.44	0.83	1.99	1.56	1.71	1.17	1.05	0.79	1.31	1.46	1.61	1.06	1.12	1.28	0.75	0.45	1.05	1.45	0.90	0.12	0.80	0.27	0.92	1.04	0.33	0.32	0.40	0.26	0.44	0.30	0.17	0.89	1.04	1.66	1.25	1.83	1.89	1.84	1.51	0.12	0.06	0.50				
ППП	4.28	1.18	1.57	2.80	2.65	1.10	1.33	1.30	1.29	1.11	2.47	1.96	4.25	1.12	2.84	0.79	1.58	1.33	1.25	1.70	1.38	0.91	0.95	0.95	3.08	1.28	4.52	5.37	3.97	3.25	3.60	2.22	3.54	1.05	1.33	2.60	4.47	4.90	2.76	5.02	4.31	0.49	0.82	1.04				
Сумма	99.82	100.43	100.17	100.77	99.89	99.99	99.96	99.97	99.95	100.10	100.00	99.96	99.62	99.97	101.15	100.00	99.93	99.95	99.96	100.02	99.97	99.56	100.31	99.98	99.98	99.99	99.64	99.77	100.13	100.25	99.71	99.80	99.88	100.03	99.43	99.56	99.90	99.61	99.33	99.71	99.28	99.85	99.94	99.82				
Li					69.69	16.52			20.06				42.17	20.52	37.36		24.32		14.93			18.19	15.30	18.36	24.23			21.47	17.44	9.13	12.35	8.80	16.00	8.13	12.34	9.35	15.09		24.54				12.61					
Be					5.65	4.21			4.04				3.86	3.88	4.82	1.40	3.36	1.40	3.07	1.44	1.52	2.69	2.96	2.45	4.97	1.15	1.43	3.93	2.75	1.03	1.20	1.34	1.15	1.70	3.06	3.53	2.61	5.14	6.60				4.47					
Sc					25.60	18.07			16.85				14.79	19.69	16.65	12.20	12.80	12.60	13.84	11.30	7.81	11.81	15.11	19.65	4.31	13.80	5.96	14.06	13.19	18.03	15.17	24.66	18.24	26.21	9.10	7.43	6.02		5.87				3.74					
Ti					20633	11896			12949				10382	11115	10985		8729		9391			7968	11066	10786	2190			9560	10386	6978	6439	7722	7177	9821	5557	3857	10045		15565				5568					
V	145.70				263.86	163.69			170.35				136.98	161.38	148.04	163.00	128.49	148.00	150.23	127.00	79.30	124.09	142.58	139.73	23.84	131.00	51.40	127.05	142.43	117.63	102.32	131.94	143.19	180.07	29.59	22.37	138.55	128.00	188.32			204.76	201.00		185.00	28.60	15.20	69.03
Cr	42.04				197.61	134.10			84.57				78.35	112.68	122.29	83.70	53.07	47.60	54.26	15.80	17.00	41.33	164.81	84.12	53.09	50.20	26.90	48.55	46.75	161.07	146.93	199.48	136.91	88.08	5.92	10.86	125.31	13.40	79.30			87.24	74.60		67.40	88.00	142.00	131.48
Co	22.17				41.10	24.60			27.68				21.00	34.18	25.99	26.00	20.21	21.20	21.55	15.20	6.51	20.13	21.70	19.57	2.41	19.20	7.11	19.73	21.01	56.99	34.25	25.97	38.15	26.06	6.91	5.48	16.93	18.70	23.00			27.19	28.70		25.60	3.16	1.48	8.89
Ni	26.82				43.17	29.31			30.72				19.67	30.80	22.87	32.30	27.61	25.40	25.48	13.50	11.90	22.44	23.45	8.92	2.30	23.30	14.10	24.41	24.15	224.98	89.92	42.11	93.74	30.36	3.97	5.51	20.38	15.30	29.22			33.83	34.90		33.20	11.30	9.28	9.90
Zn	130.10				284.31	165.68			182.93				157.54	163.46	194.02		151.97		148.93			123.80	151.68	129.23	31.44			156.00	133.00	92.35	68.54	71.67	92.14	89.36	68.35	68.19	86.24	126.00	170.43			209.35	171.00		162.00	29.30	49.90	80.73
Rb	55.31				89.95	61.69			66.13				155.59	44.60	57.67	53.30	116.32	48.90	62.31	122.00	136.00	71.72	52.35	56.96	148.93	88.10	149.00	72.45	65.40	22.86	26.12	30.16	28.00	38.97	61.89	103.57	67.29	107.00	76.52			50.28	50.20		82.50	162.00	206.00	38.81
Sr	1897				2800	1364			1218				1154	1439	1522	1340	1090	2080	1855	972	1020	1571	1704	552	225	761	324	1154	1285	928	626	639	593	951	273	635	1031	2280	544			1263	2110		2290	465	104	192
Y	28.67				50.21	33.81			35.58				38.05	32.05	34.71	27.80	29.80	36.50	33.15	27.60	27.80	24.40	35.15	44.93	7.26	46.40	25.40	29.17	31.99	19.44	17.79	22.10	19.93	27.72	34.98	34.88	11.41	24.50	18.76			19.32	27.70		30.20	5.37	15.70	14.56
Zr																																																