

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СТРОЕНИЕ И СОСТАВ НЕПРЕРЫВНЫХ ТРАХИБАЗАЛЬТ-ТРАХИАНДЕЗИТ-РИОЛИТОВЫХ СЕРИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ: РОЛЬ КОРОМАНТИЙНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В КОНТИНЕНТАЛЬНОМ МАГМООБРАЗОВАНИИ

А.А. Воронцов^{1,2}, О.Ю. Перфилова³, Н.Н. Крук^{4,5}

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

² Иркутский государственный университет, 664033, Иркутск, ул. К. Маркса, 1, Россия

³ Сибирский федеральный университет, 660025, Красноярск, просп. им. Газеты Красноярский рабочий, 95, Россия

⁴ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

⁵ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Проведено сравнение геологической позиции, геохимических и изотопных характеристик непрерывных вулканических серий ордовика—раннего силура и раннего—среднего девона Минусинского прогиба и его горного обрамления. Обе серии сложены породами преимущественно умеренно-щелочного ряда с вариациями SiO_2 от 45 до 77 мас. %. Ордовик-раннесилурийская серия отличается от раннесреднедевонской серии пониженным содержанием TiO_2 (менее 1.7 мас. %), $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ и повышенными концентрациями Al_2O_3 во всех разновидностях пород, более фракционированным характером распределения REE в трахибазальтах. В составах обеих серий зафиксированы два совмещенных во времени механизма эволюции магм. Главный процесс — фракционная кристаллизация, приводящая к возникновению спектра пород от трахибазальтов до трахириодацитов. Второстепенный механизм — контаминация фракционированных расплавов коровым веществом, анатектическое плавление коры и смешение глубоких магм с коровыми выплавками. Особенности этих процессов специфичны для каждого возрастного этапа и контролируются составом источников материнских расплавов. Их геохимические и изотопные характеристики (повышенная щелочность, высокие содержания литофильных элементов, отрицательные аномалии Nb, Ta, Ti, обогащение радиогенным стронцием) указывают на взаимодействие мантийных плюмов с литосферной мантией, метасоматически переработанной в ходе предшествующих венд-раннекембрийских субдукционных процессов.

Трахибазальт, трахиандезит, риолит, ордовик, силур, девон, Минусинский прогиб, редкие литофильные элементы, изотопный состав Sr, Nd, магматические источники, фракционирование, коровая контаминация.

GEODYNAMIC SETTING, STRUCTURE, AND COMPOSITION OF CONTINUOUS TRACHYBASALT-TRACHYANDEZITE-RHYOLITE SERIES IN THE NORTH OF THE ALTAI-SAYAN AREA: THE ROLE OF CRUST-MANTLE INTERACTION IN CONTINENTAL MAGMA FORMATION

A.A. Vorontsov, O.Yu. Perfilova, and N.N. Kruk

The geologic positions and geochemical and isotope parameters of the Ordovician–early Silurian and Early–Middle Devonian continuous volcanic series of the Minusa basin and its mountainous framing are compared. Both series are composed mostly of moderately alkaline rocks with variations in SiO_2 contents from 45 to 77 wt.%. The Ordovician–early Silurian series differs from the Early–Middle Devonian one in lower contents of TiO_2 (<1.7 wt.%) and $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ and higher contents of Al_2O_3 in all rock varieties and in the more fractionated REE patterns of trachybasalts. The compositions of both series reflect two simultaneous mechanisms of magma evolution. The main process was fractional crystallization leading to the formation of rocks from trachybasalts to trachyrhyodacites. The accessory mechanism was the contamination of fractionated melts by crustal material, anatectic melting of crust, and mixing of deep-seated magmas with crustal melts. These processes had specifics at each stage and were controlled by the composition of the sources of parental melts. Their geochemical and isotopic parameters (high alkalinity, high contents of lithophile elements, negative anomalies of Nb, Ta, and Ti, and enrichment in radiogenic Sr) point to the interaction of mantle plumes with the lithospheric mantle that was metasomatically transformed during the preceding Vendian–early Cambrian subduction processes.

Trachybasalt, trachyandesite, rhyolite, Ordovician, Silurian, Devonian, Minusa basin, rare lithophile elements, isotopic compositions of Sr and Nd, magmatic sources, fractionation, crustal contamination

ВВЕДЕНИЕ

Непрерывные трахибазальт-трахиандезит-риолитовые серии включают в себя полный спектр пород с содержанием SiO_2 от 44 до 78 мас. %. Этим они отличаются от бимодальных, или иначе контрастных серий, в которых преобладают породы основного и кислого составов при резко ограниченном распространении промежуточных пород. Начиная с пионерных работ [Yoder, Tilley, 1962; Green, Ringwood, 1967], интерес к проблемам петрогенезиса непрерывных серий и базальтоидов в их составе не ослабевает на протяжении полувека, поскольку в модельных построениях рассматриваются процессы, которые по своей петрологической сути аналогичны процессам формирования континентальной коры Земли и ее взаимодействия с веществом верхней мантии.

В северной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО), объединяющей Минусинский прогиб и его горное обрамление (рис. 1), распространены непрерывные вулканические серии. Они соответствуют двум этапам магматизма, выделенным на основе геологических и геохронологических Rb-Sr,

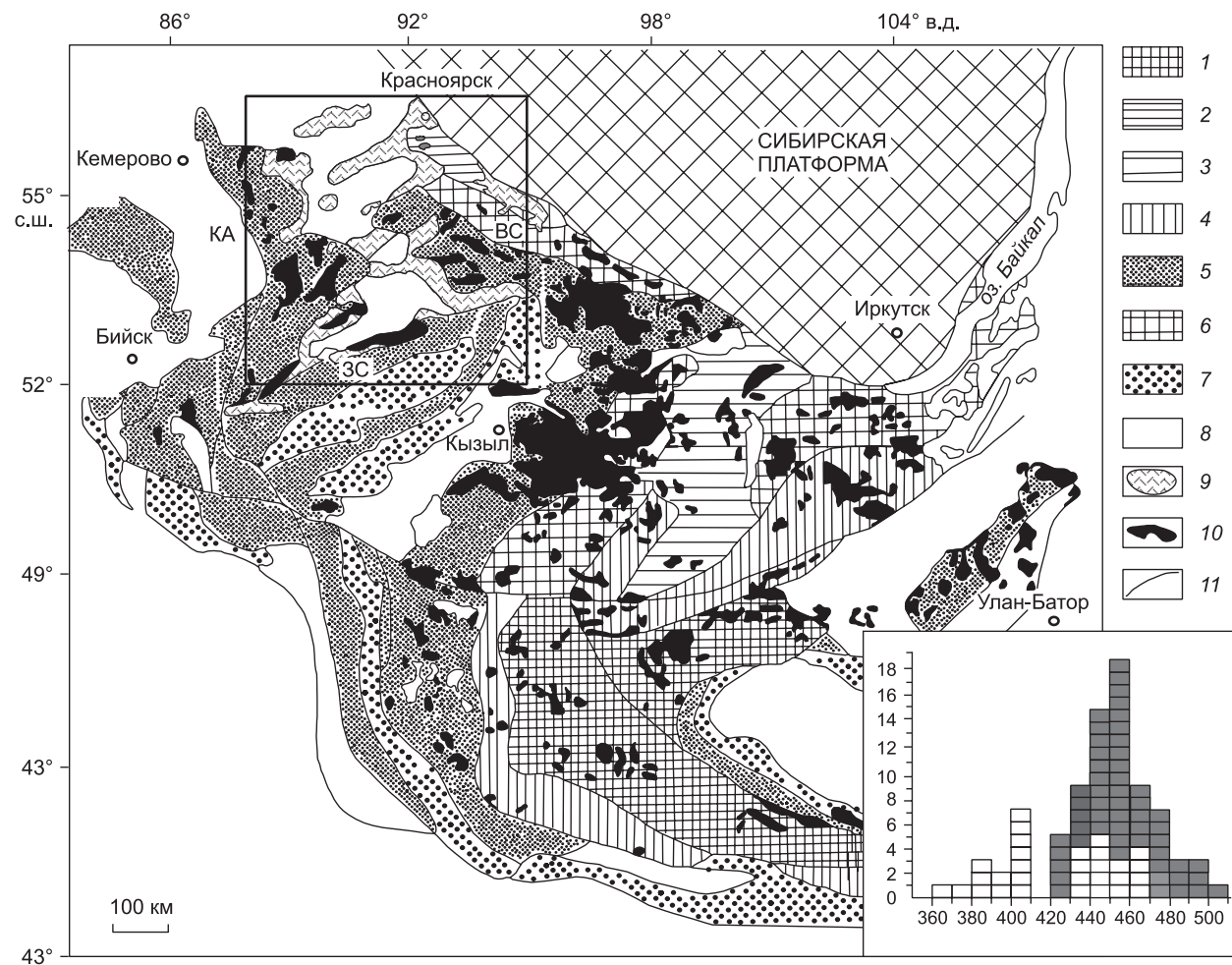


Рис. 1. Схема расположения раннесреднепалеозойских магматических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. Составлена по данным [Руднев, 2012] с дополнениями.

1 — микроконтиненты с рифейским терригенно-карбонатным чехлом; 2 — рифтогенные комплексы (R_3); 3—5 — островодужные комплексы: 3 — позднерифейские, 4 — вендские, 5 — кембрийские; 6 — террейны с раннекаледонской ремобилизацией коры; 7 — орогенные молассы (C_3-O) и осадочные бассейны (O-S); 8 — геологические комплексы среднего палеозоя и раннего мезозоя; 9 — позднеордовикские и раннедевонские непрерывные вулканические серии; 10 — гранитные батолиты; 11 — основные разломы. КА — Кузнецкий Алатау, ЗС — Западный Саян, ВС — Восточный Саян. В прямоугольнике выделена область, охватывающая Минусинский прогиб и его горное обрамление.

На врезке: гистограмма распределения K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr и U-Pb датировок пород магматических ассоциаций в Минусинском прогибе и его горном обрамлении по материалам [Иванкин, Номоконов, 1965; Хомичев, 1980; Зубков и др., 1986; Рихванов и др., 1989; Рублев, Махлаев, 1995; Рублев и др., 1996, 1999; Перфилова и др., 1999, 2004; Владимирова и др., 2001, 2013; Крук и др., 2002; Федосеев и др., 2003; Лавренчук и др., 2004; Бабин и др., 2004; Изох и др., 2005; Воронцов и др., 2012; Руднев, 2012]. По горизонтальной оси — возраст, млн лет. По вертикальной оси — количество датировок на интервал 10 млн лет. Темные прямоугольники — вулканы, светлые прямоугольники — интрузивные породы.

K-Ar, Ar-Ar и U-Pb исследований последних 20 лет (см. рис. 1, врезка). Анализ гистограммы показывает, что оба этапа были растянуты во времени (ранний этап от 510 до 420 млн лет, поздний — от 410 до 360 млн лет), но наиболее масштабная магматическая активность происходила в более узких интервалах: 480—430 млн лет (ордовик — ранний силур) и 410—390 млн лет (ранний—средний девон), определяемых на основе двух статистически выдержанных пиков. При этом возраст раннесреднедевонских вулканитов подтверждается находками проптеридофитовой флоры в осадочных прослоях разных сегментов Минусинского прогиба.

Вулканиты этих двух этапов близки между собой по геологическому положению, набору пород, петрографическим характеристикам и суммарной щелочности [Перфилова, 2004; Воронцов и др., 2015]. Однако выполненные первые сравнительные оценки базальтоидов в составе обеих серий [Воронцов и др., 2017] показали, что для них фиксируются различия в содержаниях редких литофильных элементов и изотопов Sr и Nd, что подразумевает различия в источниках и путях эволюции первичных магм, а также, возможно, разные геодинамические условия магмогенерации.

Это побудило нас сопоставить геологическую позицию, геохимические и изотопные характеристики непрерывных серий ордовика—раннего силура и раннего—среднего девона для того, чтобы выявить их индикаторные характеристики и на этой основе оценить закономерности эволюции составов пород во времени, а также механизмы образования разных семейств пород для каждой серии.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕПРЕРЫВНЫХ СЕРИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В северной части Алтае-Саянской складчатой области непрерывные вулканические серии распространены в пределах каледонской континентальной окраины Сибирского палеоконтинента, которая, по данным [Берзин, Кунгурцев, 1996], начиная с середины ордовика, характеризовалась пассивным режимом с накоплениями карбонатно-терригенных шельфовых осадков. Геологические и геохимические данные указывают на то, что этот режим сменился в раннем девоне обстановкой активной окраины [Поляков и др., 1972; Гордиенко, 1987; Воронцов и др., 1997, 2013] с краевым зональным вулканоплутоническим поясом. Однако в обоих случаях на территории, удаленной от границы океан—континент во внутриконтинентальную часть на расстояние не менее 500 км и ограниченной горными сооружениями Восточных, Западных Саян и Кузнецкого Алатау, формировались умеренно-щелочные вулканические ассоциации с однотипным набором пород.

Вулканиты ордовик-раннесилурийского этапа представлены трахибазальтами, трахиандезитобазальтами, трахиандезитами, трахитами и трахириодацитами. Они совместно с многочисленными сиенит-гранитными массивами образуют вулканоплутонические комплексы, а также слагают изолированные палеовулканы [Рублев и др., 1999; Крук и др., 2002; Перфилова и др., 2004; Изох и др., 2005] в структурах фундамента Минусинского прогиба: горных сооружениях Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саян [Рублев, Шергина, 1996; Перфилова и др., 1999; Шокальский и др., 2000; Владимиров и др., 2001, 2013; Руднев, 2013; Врублевский и др., 2014; Кузьмин, Ярмолюк, 2014] (рис. 2).

Вулканическая серия раннего—среднего девона сложена трахибазальтами, трахиандезитобазальтами, трахиандезитами, трахитами, трахидацитами, трахириолитами и риолитами. Их формирование сопряжено с развитием Минусинского прогиба [Лучицкий, 1960; Шнейдер, Зубкус, 1962; Ратанов, 1974; Зубков и др., 1986; Захарова, Ананьев, 1990; Воронцов и др., 2013]. Породы серии являются частью осадочно-вулканогенных толщ, которые залегают с резко выраженным структурным несогласием на додевонском складчатом фундаменте. Эти толщи распространены по всей площади Минусинского прогиба (рис. 3), вскрываясь в его обрамлении и брахиантиклинальных складках внутри него.

СТРОЕНИЕ НЕПРЕРЫВНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ

Ордовик-раннесилурийская вулканическая серия была изучена нами в северо-восточном обрамлении и центральной части Минусинского прогиба. Здесь ее породы участвуют в составе Качинско-Шумихинского магматического ареала (около 1500 км²) и ряда палеовулканов центрального типа, площадь каждого из которых не превышает 20 км².

Качинско-Шумихинский магматический ареал пространственно приурочен к одноименной депрессии, охватывающей окрестности г. Красноярск (рис. 4) и наложенной на складчатые структуры Восточного Саяна. В ее пределах развиты образования покровной, жерловой и субвулканической фаций, формирующие непрерывную серию, а также интрузивные массивы столбовского сиенит-граносиенит-гранитного комплекса. В эндоконтактных зонах Лиственского и Зелеевского массивов этого комплекса встречены ксенолиты вмещающих вулканитов размером до 15—20 см угловатой или овальной формы с оплавленными краями.

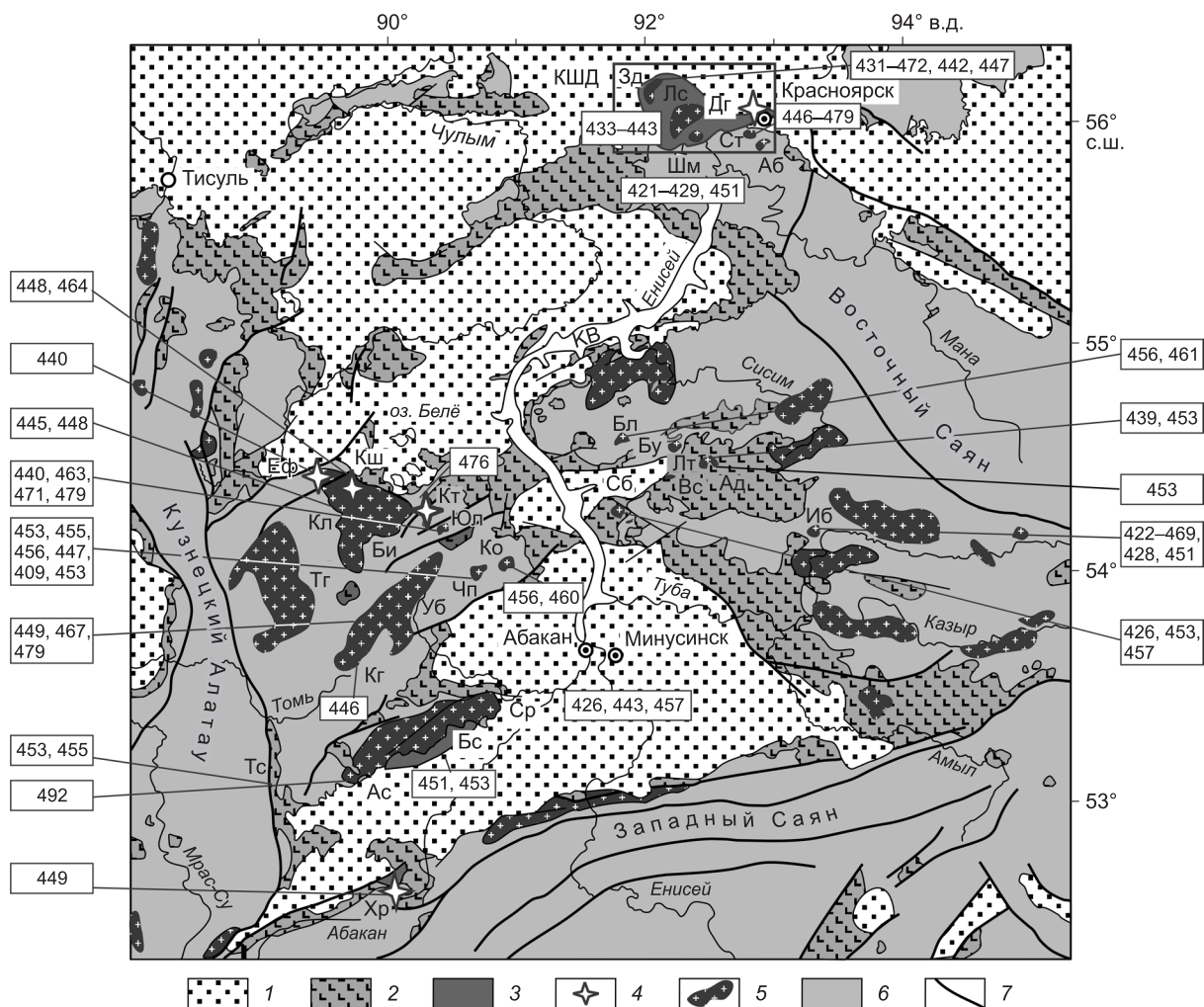


Рис. 2. Схема размещения позднеордовикских магматических ассоциаций в северной части Алтае-Саянской складчатой области.

1 — осадочные отложения ($D_{2gv}-C$); 2 — раннедевонские магматические ареалы; 3—5 — позднеордовикские магматические комплексы: 3 — вулканиты Качинско-Шумихинского (КШД в прямоугольнике) и Большесырского (Бс) ареалов, 4 — палеовулканы: Дг — Долгая Грива, Кт — Катошкинский, Кш — Кошкулакский, Еф — Ефремкинский, Хр — Хараджувский, 5 — сиенит-граносиенит-гранитные массивы (Ст — Столбовский, Лс — Лиственский, Шм — Шумихинский, Зд — Зелеевский, Аб — Абатакский, Бл — Беллыкский, Бу — Буровский, Сб — Сайбарский, Вс — Высокий, Иб — Ирбинский, Лг — Лугатский, Ад — Адрихинский, Кл — Колоджувский, Чп — Чалпанский, Ко — Кожурский, Юл — Юлинский, Би — Белоноский, Тс — Тейский, Кг — Карлыганский) и батолиты (Ср — Сырский, Тг — Тигертышский, Ас — Аскизский, Уб — Уйбатский); 6 — допозднеордовикские геологические комплексы нерасчлененные; 7 — тектонические нарушения. КВ — Красноярское водохранилище. Цифрами показаны значения абсолютного возраста (млн лет) магматических комплексов. При систематизации геохронологических сведений использованы авторские материалы, а также данные Г.А. Бабина, Н.Н. Крука, С.Н. Руднева, А.Г. Владимирова, А.Э. Исоха, В.В. Врублевского, Е.И. Берзона, А.Г. Рублева, Л.П. Рихванова, А.Н. Смагина, Г.А. Иванкина, В.Е. Номоконова, В.Л. Хомичева, полученные K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr и U-Pb методами.

Покровные и субвулканические образования вскрываются в скальных обнажениях на левом берегу р. Енисей напротив г. Дивногорск. Здесь разрез наращивается снизу вверх от устья р. Минжуль вдоль берега в направлении плотины Красноярской ГЭС и далее вверх по склону до верхней бровки береговых скал. Максимальная полнота и хорошая обнаженность позволяют принять именно этот разрез в качестве стратотипического для ордовик-раннесилурийских вулканитов. По данным В.М. Гавриченко и А.П. Косорукова, проводивших геологическую съемку м-ба 1:50 000, наиболее обнаженный фрагмент разреза имеет мощность не менее 2600 м. В нижней части (800 м) распространены трахибазальты и трахиандезитобазальты, реже трахиандезиты. В верхней (1800 м) — лавы и туфы трахитов, трахидацитов, трахириодацитов. Среди вулканитов встречаются силлы долеритов и дайки микродиоритов. Выше по разрезу выделяется еще одна толща базальтоидов, выходы которой развиты на водоразделе рек Минжуль и Малая Лиственная.

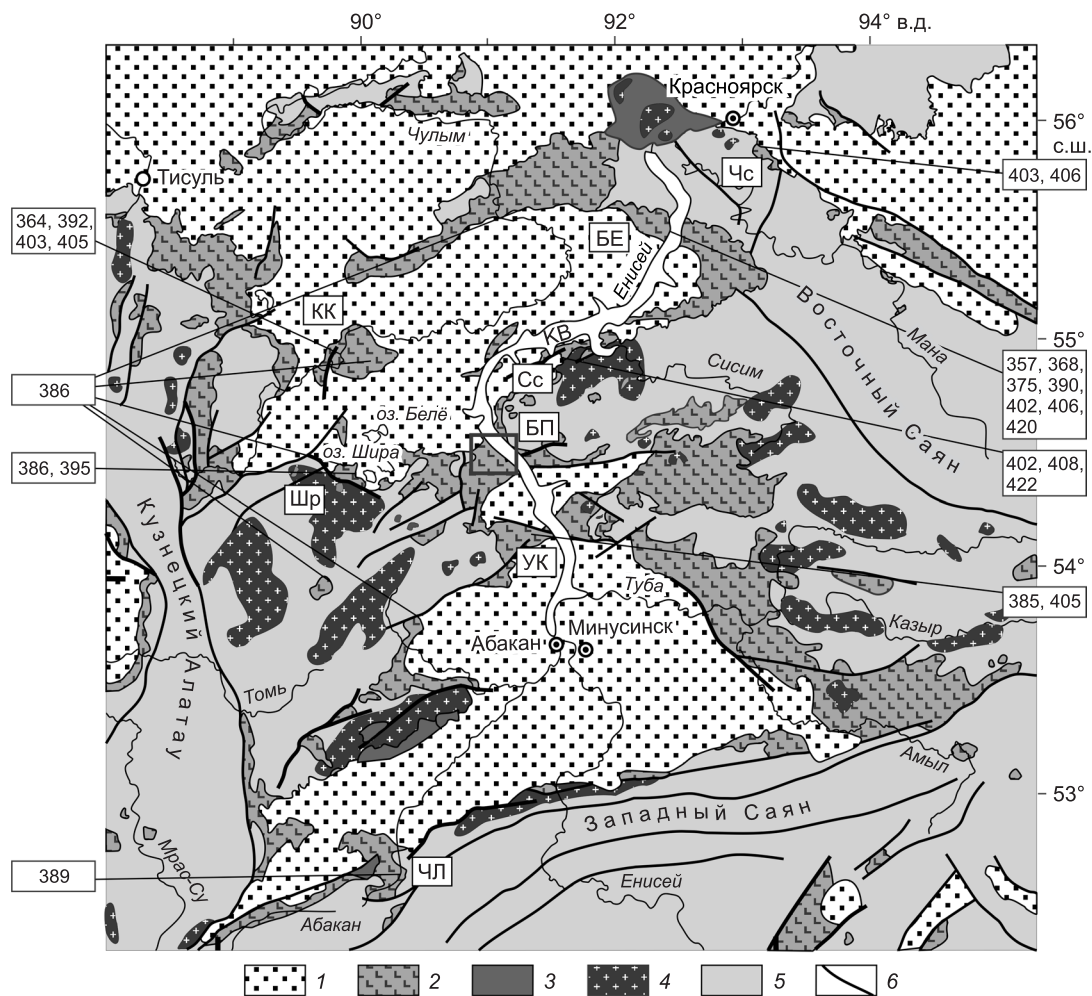


Рис. 3. Схема размещения раннедевонских вулканических ассоциаций в северной части Алтае-Саянской складчатой области.

1 — осадочные отложения ($D_{2_{\text{Bv}}}$ -С); 2 — раннедевонские магматические ареалы: Чс — Черная Сопка, БЕ — Бюза-Езагаш, Сс — Сисим, УК — Усть-Кокса, Чл — Чиланы, Шр — Ширинский, БП — Батеневское поднятие (в прямоугольнике), КК — Копьевский купол, Нс — Новоселовское поднятие; 3, 4 — позднеордовикские комплексы: 3 — вулканиды, 4 — сиенит-граносиенит-гранитные массивы; 5 — додевонские геологические комплексы нерасчлененные; 6 — тектонические нарушения.

В центральной части Качинско-Шумихинского ареала находится *палеовулкан Долгая Грива*, сложенный покровными, жерловыми и субвулканическими образованиями. Вулканиды формируют стратифицированную толщу, моноклиально (около 30°) погружающуюся на север-северо-запад. В ее опорном разрезе выделяются шесть пачек [Махлаев и др., 2014]. Первые две пачки сложены базальтами, трахибазальтами и трахиандезибазальтами, третья — туфами трахит-трахириолитового состава, четвертая и шестая — трахитами, пятая — трахибазальтами. Суммарная мощность разреза не менее 2190 м. Жерловые образования представлены неким эруптивных брекчий трахибазальтов. Субвулканические — лакколитом кварцевых сиенит-порфиров, а также многочисленными дайками умеренно-щелочных тонкозернистых габбро и микрогаббро, трахибазальтов, трахит-порфиров. Лакколит, полный разрез которого (от кровли до подошвы) вскрыт в современном рельефе на южных склонах гор 1-я и 2-я Сопки, имеет зональное строение. Периферическая зона сложена кварцевыми микросиенитами и сиенит-порфирами с тонкозернистой основной массой. В центральной части развиты кварцевые слабопорфировидные мелкозернистые сиениты.

Возраст пород Качинско-Шумихинского ареала определен Rb-Sr, K-Ar и U-Pb методами. Для вулканидов он отвечает интервалу 431—467 млн лет, для интрузивных пород — 421—479 млн лет [Рублев и др., 1999; Крук и др., 2002]. При этом наиболее достоверные значения возраста получены по цирконам U-Pb методом: для трахитов палеовулкана Долгая Грива — 447 млн лет, для гранитоидов Шумихинского и Лиственского массивов 450 и 427 млн лет, что ограничивает весь интервал поздним ордовиком—ранним силуром.

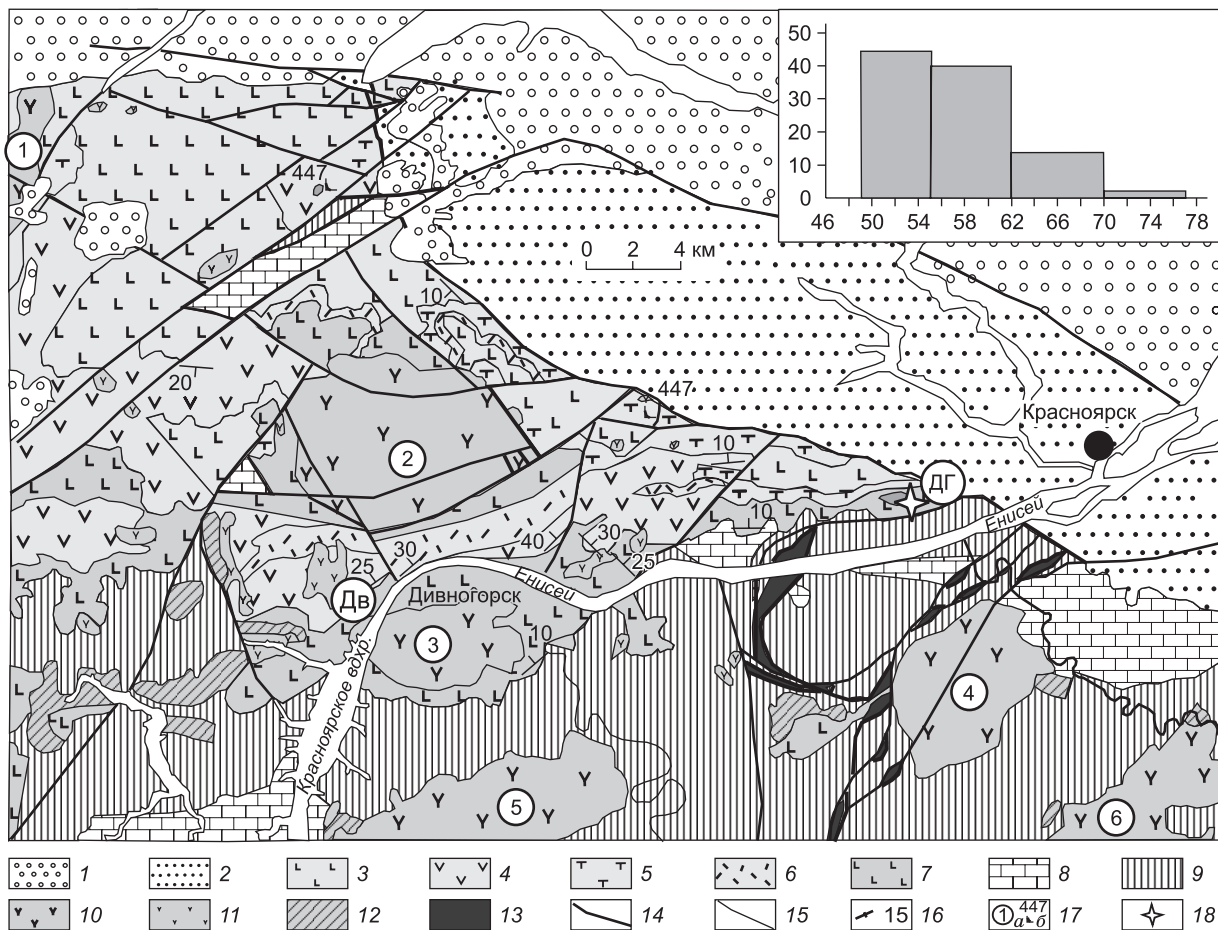


Рис. 4. Схема расположения вулканических и плутонических комплексов в Качинско-Шумихинском ареале.

1 — мезозойские и кайнозойские терригенные отложения; 2 — девонские вулканогенно-терригенные и терригенные отложения; 3—6 — позднеордовикские эффузивы верхней подсвиты имирской свиты (верхней подтолщи дивногорской толщи): 3 — трахибазальты и трахиандезиты, 4 — андезиты и трахиандезиты, 5 — трахиты; 6 — трахириолиты и трахидациты; 7 — позднеордовикские базальты и трахибазальты нижней подсвиты имирской свиты (нижней подтолщи дивногорской толщи); 8 — карбонатные породы кембрия; 9 — докембрийские образования; 10 — сиенит-граносиенитовые интрузии столбовского комплекса позднего ордовика; 11 — субвулканические интрузии имирского вулканического комплекса позднего ордовика, сложенные микросиенитами и сиенит-порфирами; 12 — субвулканические интрузии габбро; 13 — офиолиты акшепского комплекса условно позднерифейского возраста; 14 — разрывные нарушения; 15 — геологические границы; 16 — элементы залегания, град.; 17a — номера наиболее крупных массивов столбовского сиенит-граносиенитового комплекса: 1 — Зелдеевский, 2 — Лиственский, 3 — Шумихинский, 4 — Столбовский, 5 — Кулюкский, 6 — Абатакский; 17b — точки отбора проб для определения радиоизотопного возраста пород (млн лет) имирской свиты изохронным рубидий-стронциевым методом; 18 — палеовулкан Долгая Грива (ДГ). Дв — Дивногорский вулканический разрез.

Врезка: объемы пород различной кремнекислотности в позднеордовикских непрерывных вулканических сериях. По горизонтальной оси — SiO₂, мас. %. По вертикальной — объем, %.

Палеовулканы Кошкулакский, Ефремкинский, Катюшкинский представляют собой самостоятельные структуры, сформированные на доордовикском основании в западном обрамлении Минусинского прогиба в предгорьях Кузнецкого Алатау. Кошкулакский палеовулкан (площадь около 10 км²) имеет кольцевую форму и контролируется вершинами гор Большой и Малый Кошкулак, на юго-западных склонах которых сохранились фрагменты вулканической толщи (мощность до 440 м). Толща с разрывом налегает на позднекембрийские отложения. В основании ее разреза преобладают трахибазальты, трахиандезиты и их туфы; выше они сменяются трахиандезитами, а завершают разрез порфировые трахиты. Вулканы прорваны редкими телами эксплозивных брекчий, микросиенитов и сиенит-порфиров. На северо-восточном фланге палеовулкана на дневную поверхность выведены гипабиссальные сиениты и граносиениты. В строении Ефремкинского палеовулкана участвуют туфы и лавобрекчий трахитов, трахидацитов, трахириодацитов и риолитов, которые фиксируют фрагменты плохо сохранившейся жерловины (1 км²). Катюшкинский палеовулкан занимает площадь около 17 км². В его строении

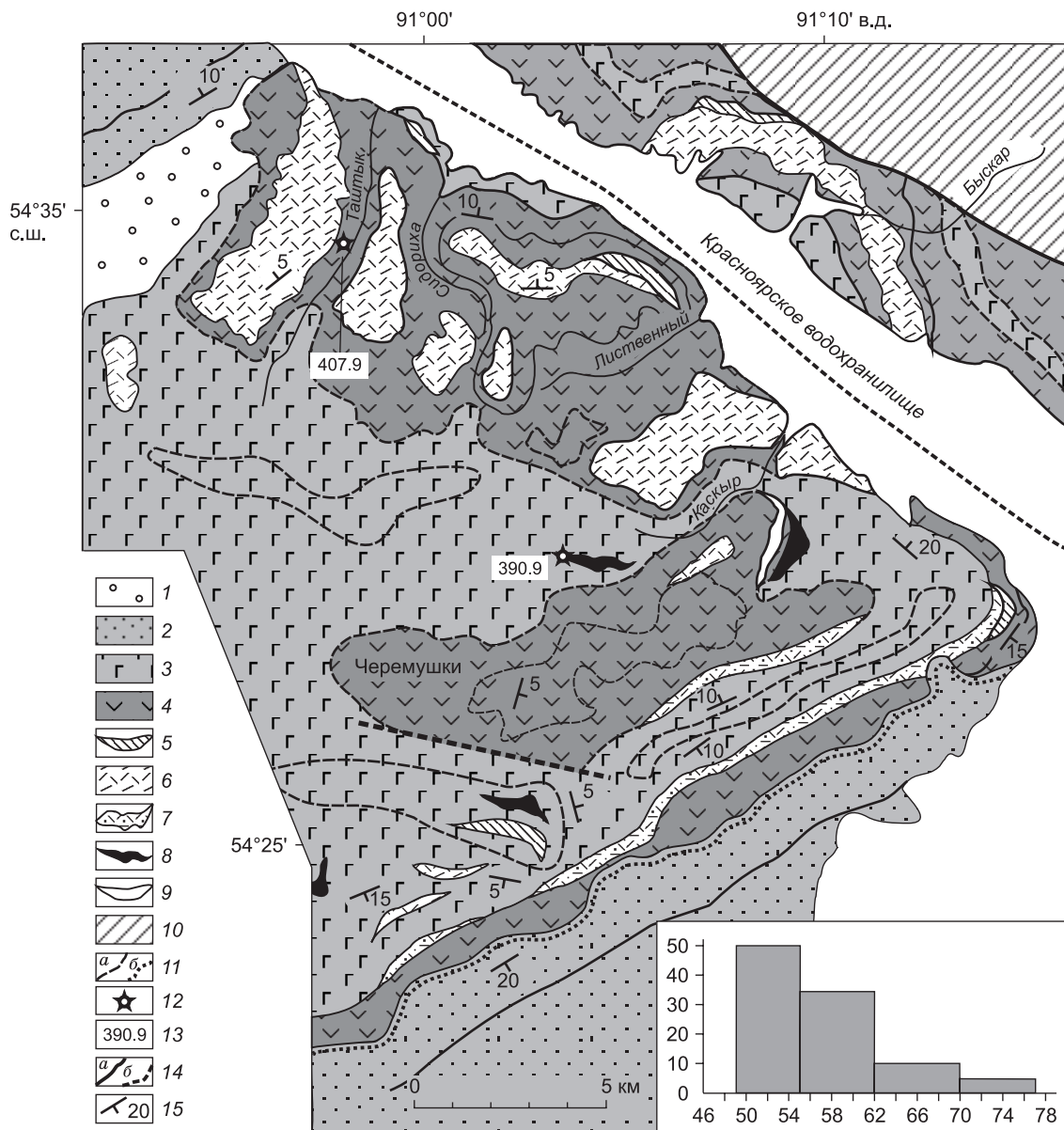


Рис. 5. Схема геологического строения восточной части Батеневского поднятия.

1 — четвертичные отложения; 2 — осадочные толщи $D_{2,3}$; 3–8 — магматические породы $D_{1,2}$: 3 — трахибазальты и трахиандеибазальты, 4 — трахиандезиты, 5 — трахиты, 6 — трахидациты, риолиты, 7 — туфы, туфобрекчии трахитов, трахидацитов, риолитов, 8 — долеритовые силлы; 9 — пачки известняков среди девонских вулканитов (показаны вне масштаба); 10 — кембрийский фундамент (сланцы, окварцованные известняки); 11 — геологические границы: *a* — предполагаемые согласного залегания; *b* — прослеженные несогласного залегания; 12 — породы, по которым получены Ar-Ar датировки; 13 — абсолютные значения возраста пород, млн лет; 14 — разломы: *a* — достоверные, *b* — предполагаемые; 15 — элементы залегания.

Врезка: объемы пород различной кремнекислотности в раннедевонских непрерывных вулканических сериях. По горизонтальной оси — SiO_2 , мас. %. По вертикальной — объем, %.

участвуют породы покровной и жерловой фаций, а также субвулканические тела. Конус вулкана в значительной степени эродирован: его останцы сохранились в виде дугообразных хребтов высотой в первые сотни метров. В пределах этих хребтов вулканическая толща (общая мощность 225 м) имеет пологое ($5-10^\circ$) периклинальное залегание. В нижней части разреза преобладают трахибазальты и трахиандеибазальты, выше — трахиандезиты и трахидациты. Жерловая часть сложена туфолавами, эксплозивными брекчиями и агломератовыми туфами преимущественно трахит-трахидацитового состава. Субвулканические тела редки и представлены дайками долеритов и микросиенитов, выполняющими радиальные трещины, а также пластовым телом сиенит-порфиров.

На основе Rb-Sr, K-Ar и U-Pb датировок возраст формирования магматических пород палеовулканов оценивается в интервале 446–476 млн лет [Перфилова и др., 2004; Воронцов и др., 2017]. Для Катюшкинского палеовулкана установлен U-Pb изотопный возраст 476 млн лет (ранний ордовик).

Раннесреднедевонская вулканическая серия лучше всего изучена на Батеневском поднятии [Воронцов и др., 2015], которое является восточным отрогом Кузнецкого Алатау и в сочетании с Беллыкским поднятием Восточного Саяна разделяет две крупные впадины Минусинского прогиба — Чебаково-Балахтинскую и Сыда-Ербинскую. Здесь обнажается вулканогенно-осадочная толща, описанная Е.А. Шнейдером и Б.М. Зубкус [Стратиграфический словарь..., 1975] и принимаемая в качестве стратотипической для девонских образований.

Вулканические породы сохранились на восточном фланге Батеневского поднятия, где распространены на площади более 600 км² (рис. 5). Вулканическая толща имеет суммарную мощность до 700 м и с угловым несогласием залегает на кембро-ордовикском фундаменте. В свою очередь, она перекрывается с размывом осадочными отложениями живетского яруса [Лучицкий, 1960; Ратанов, 1974].

В строении толщи можно выделить три пачки. Нижнюю пачку образуют потоки афировых стекловатых и мелкозернистых трахибазальтов и трахиандезибазальтов. Лавы перемежаются с туфами, туфобрекчиями и туфолавами, песчаниками и алевролитами (с растительными остатками), конгломератами, реже известняками. Отдельные лавовые потоки выделяются в рельефе куэстами, высота которых позволяет оценить мощность потоков в пределах 5—15 м. Среднюю пачку составляют породы широкого диапазона составов: трахибазальты, трахиандезиты и более редкие трахиты и трахидациты, слагающие потоки мощностью 5—20 м. В этой пачке лав отмечаются маломощные (0.5—2.0 м) прослои и линзы красноцветных песчаников, алевролитов и известняков. Верхнюю часть разрезов толщи слагают субгоризонтальные тела риолитов и трахидацитов, местами разделенные небольшими выходами трахибазальтов. На разных стратиграфических уровнях распространены силлы трахидолеритов.

На основании данных ⁴⁰Ar-³⁹Ar датирования возраст трахиандезибазальтов отвечает значению 407.9 ± 4.8 млн лет. Трахидолеритовые силы с возрастом 390.9 ± 7.5 млн лет формировались, очевидно, на заключительных этапах вулканической активности [Воронцов и др., 2015].

СОСТАВ ВУЛКАНИТОВ

Методы исследований

Содержания петрогенных элементов в породах были определены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН рентгенофлуоресцентным методом на многоканальном спектрометре СРМ-25 по методике [Афонин и др., 1984]. Редкие элементы определены методом ICP-MS на масс-спектрометре с высоким разрешением ELEMENT-2 Finnigan MAT для проб с индексами БАТ, ДВН в Центре коллективного пользования «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН и квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7700х для проб с индексами КШК, КТШ, ДГР в Центре коллективного пользования «Байкальский центр нанотехнологий» технопарка при Иркутском государственном техническом университете (ФГБОУ ВО ИРНИТУ). Пробоподготовка для пород основного и среднего состава осуществлялась открытым кислотным разложением, для кислых вулкаников — сплавлением с метаборатом лития. При измерениях на масс-спектрометрах для нивелирования возможного матричного эффекта и учета нестабильности в течение процедуры съемки спектров использован внутренний стандарт Rh. Для градуирования при расчетах содержания элемента в пробе использованы многоэлементные сертифицированные растворы (CLMS-1, -2, -4, SPEX, США).

Химическая подготовка проб к изотопному анализу проводилась в блоке чистых химических помещений ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН. Выделение чистых фракций стронция из геологических проб осуществлялось по двухстадийной схеме с использованием ионообменных смол BioRad AG 50W*8, 200—400 меш и BioRad AG 50*12, 200—400 меш. Выделение чистых фракций неодима проводилось с использованием ионообменных смол BioRad AG-50Wx12 200—400 меш для выделения суммы редких земель и LN-Eicome для выделения чистой фракции неодима.

Измерения изотопного состава стронция и неодима выполнялись на 7-коллекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН в статическом режиме. В случае измерения изотопного состава стронция использовалась одноленточная конфигурация источника ионов. Пробу, количество которой составляло в среднем 50 нг, наносили на танталовый или вольфрамовый катод, на который предварительно наносили активатор на основе пятиокиси тантала. Ионный ток ⁸⁸Sr обычно был равен (2—3) · 10⁻¹¹ А. Измеренные изотопные отношения нормировались по величине ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr = 8.37521. Поправка на присутствие следов рубидия в ⁸⁷Sr вводилась по отношению ⁸⁷Rb/⁸⁵Rb = 0.386. Правильность результатов определения изотопного состава оценивалась по результатам измерения стандартных образцов NBS- 987 и BCR-2, которые в процессе проведения аналитических работ составили ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710254 ± 7 (2SD, n = 45) и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.705011 ± 14 (2SD, n = 7) соответ-

ственно. Измерения изотопного состава неодима выполнялись с использованием 2-ленточного источника ионов с использованием ренийевых катодов. Количество наносимого образца составляло в среднем 100—200 нг. Ионный ток ^{146}Nd обычно был равен $0.5\text{—}1.0 \cdot 10^{(-11)}\text{А}$. Присутствие в спектре неодима следов самария контролировалось по величине отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, которое всегда было ниже 0.00005. Поправка на присутствие ^{144}Sm в ^{144}Nd вводилась по отношению $^{144}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 0.20504$. Измеренные изотопные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормировались к величине отношения $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Правильность результатов определения изотопного состава оценивалась по результатам измерения стандартных образцов JNdi-1 и BCR-2, которые в процессе проведения аналитических работ составили $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512107 \pm 4$ (2SD, $n = 35$) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512629 \pm 8$ (2SD, $n = 18$) соответственно.

Значения ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} вычислялись относительно модельного хондритового резервуара CHUR с параметрами $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.0816$ [Фоп, 1989].

Основные черты петрографии и петрохимии пород

На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2\text{—}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (табл. 1, рис. 6) поля составов пород обеих серий практически полностью перекрываются, выстраиваясь в тренды, отвечающие породам преимущественно умеренно-щелочного ряда с вариациями SiO_2 от 47 до 76 мас. % для ордовика—раннего силура и от 47 до 77 мас. % для раннего—среднего девона. Породы по соотношению щелочных оксидов отвечают натриевому ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$) и калиево-натриевому ($4 > \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$) рядам щелочности. В сериях выделяются следующие породные семейства: 1) базальтоиды: трахибазальты и трахиандезибазальты, 2) трахиандезиты, 3) трахиты и трахидациты, 4) трахириодациты, трахириолиты и риолиты.

В ордовик-раннесилурийской серии трахибазальты и трахиандезибазальты соответствуют низкотитанистым разностям (TiO_2 не превышает 1.6 мас. %). В раннесреднедевонской серии базальтоиды по содержанию TiO_2 разбиваются на две подгруппы: низкотитанистые (TiO_2 от 1.1 до 1.6 мас. %) и умеренно-титанистые (TiO_2 от 1.6 до 2.2 мас. %).

Ниже отмечены главные петрографические особенности породных семейств.

Трахибазальты и трахиандезибазальты преобладают среди вулканитов обоих возрастных этапов. Для низкотитанистых базальтоидов типична порфировая структура. Вкрапленники в них представлены оливином, авгитом и лабрадором. Основная масса характеризуется гиалопилитовой, реже гиалиновой структурой и сложена девитрифицированным вулканическим стеклом, микролитами клинопироксена, плагиоклаза, магнетита и игловидными кристаллами апатита. Особенностью ордовик-раннесилурийских вулканитов является более высокая степень зеленокаменного изменения. Оно выражено в равномерной грязно-зеленой их окраске за счет образования серпентина по оливину, авгит при этом часто замещается хлоритом, эпидотом и магнетитом. Плагиоклаз вкрапленников подвергается серицитизации и карбонатизации. В умеренно-титанистых породах раннего—среднего девона вместо авгита присутствует титан-авгит. Он узнается по характерному для него фиолетовому оттенку и продуктам изменения, представленным лейкоксомом. Эти базальтоиды обладают, как правило, афировой структурой.

Трахиандезиты характеризуются сериально-порфировой структурой. Во всех разновозрастных породах этого семейства вкрапленники представлены авгитом и зональным плагиоклазом (в ядре — андезит, по периферии — олигоклаз), реже — пертитовым щелочным полевым шпатом. Основная масса имеет трахитоидную текстуру с трахитовой, гиалопилитовой или интерсертальной микроструктурой и состоит из вулканического стекла, в которое погружены микролиты плагиоклаза, щелочного полевого шпата, клинопироксена, амфибола, биотита и рудных минералов. Темноцветные минералы основной массы замещаются, зачастую нацело, минералами группы хлорита.

Трахиты и трахидациты обладают сериально-порфировой структурой, содержат крупные (до 10 мм) вкрапленники щелочного полевого шпата с пертитовым строением, а также микровкрапленники гиперстена и диопсида, кварца и плагиоклазов. По характеру зональности вкрапленников плагиоклаза все породы независимо от возраста разбиваются на две подгруппы. В одной из них обнаруживаются плагиоклазы с прямой зональностью от андезина до олигоклаза. В другой — встречаются плагиоклазы с ритмичной и рекуррентной зональностью с вариациями составов зон от андезина до альбита. В некоторых разновидностях вулканитов вкрапленники щелочного полевого шпата имеют округленную форму и расплывчатые края, что указывает на смешение магм разной температуры и реакционные взаимоотношения кристаллов с расплавом.

Основная масса крайне неоднородна: она состоит из участков с непостоянными количественными соотношениями зерен щелочного полевого шпата неправильной формы, измененных темноцветных минералов, микролитов олигоклаза, рудных минералов, кварца и буровато-коричневого девитрифицированного стекла.

Трахириодациты, трахириолиты и риолиты обеих возрастных групп близки между собой по петрографическим характеристикам. Для них типична порфировая структура и флюидальная или массивная текстура. Кварц является обычным минералом вкрапленников. Наряду с кварцем присутствует ще-

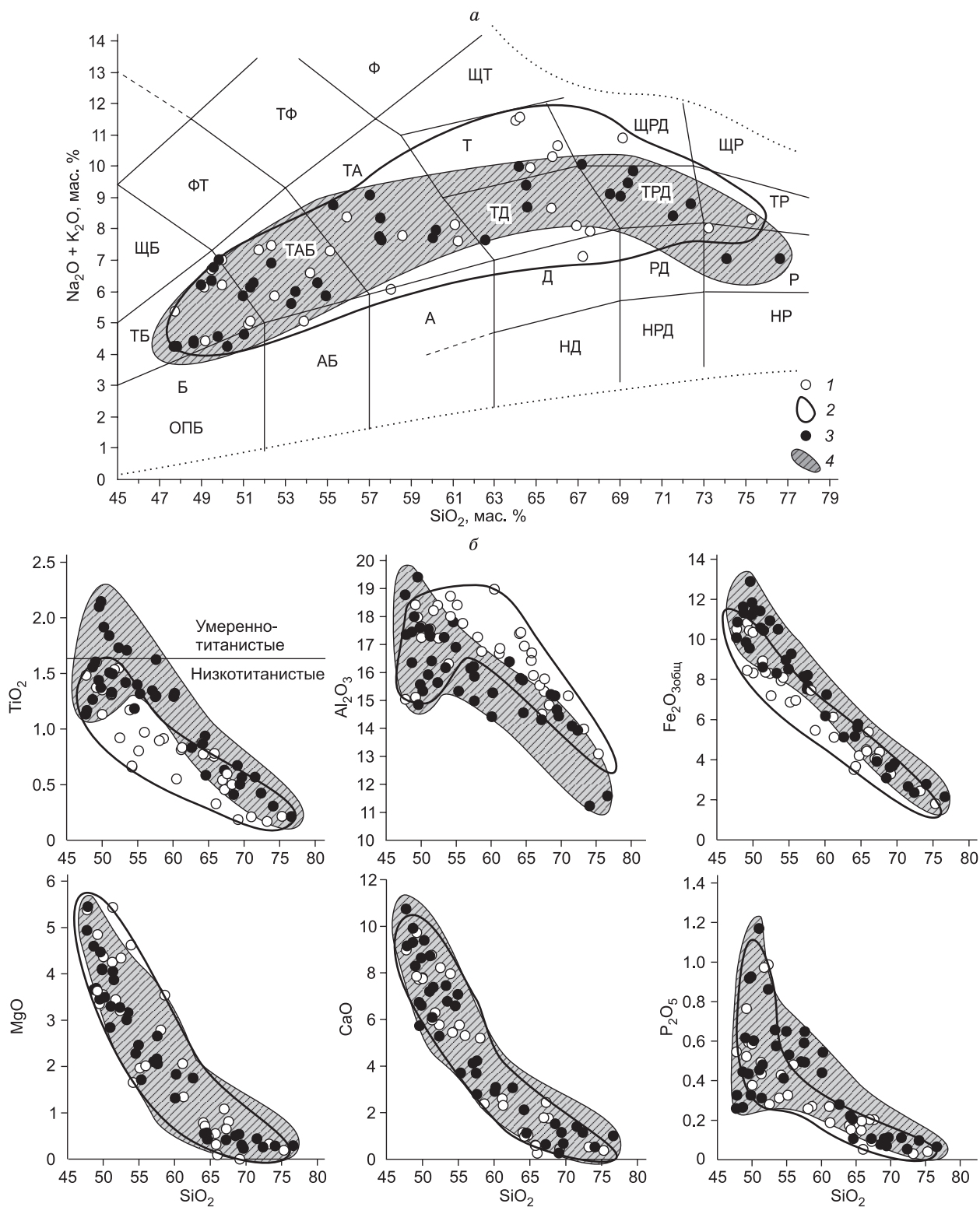


Рис. 6. TAS-диаграмма (а) и диаграммы Харкера (б) для пород непрерывных вулканических серий.

1, 2 — позднеордовикские породы, 3, 4 — раннедевонские породы. Границы полей на рис. а приведены в соответствии с [Петрографический кодекс..., 2009], пунктирной линией ограничена область существования магматических горных пород. ЩБ — щелочные базальты, ФТ — фонотефриты, ТФ — тефрифонолиты, Ф — фонолиты, ТБ — трахибазальты, ТАБ — трахиандезитбазальты, ТА — трахиандезиты, ЩТ — щелочные трахиты, Т — трахиты, ТД — трахидациты, Д — дациты, НД — низкощелочные дациты, ЩРД — щелочные риодациты, ТРД — трахириодациты, РД — риодациты, НРД — низкощелочные риодациты, ЩР — щелочные риолиты, ТР — трахириолиты, Р — риолиты, НР — низкощелочные риолиты. Оксиды в мас. %.

лочной полевой шпат, иногда отмечаются единичные зерна олигоклаза. Основная масса стекловатая, имеет фельзитовую, микросферолитовую и микрографическую структуры, определяемые микрографическими сростками кварца и щелочного полевого шпата.

Закономерности вариаций состава пород вулканических серий отражены на петрохимических диаграммах, на которых в качестве индекса дифференциации взяты содержания SiO_2 . На диаграммах зависимостей содержаний некоторых петрогенных оксидов от SiO_2 (см. рис. 6) точки составов пород образуют непрерывные тренды. Незначительные различия между ордовик-раннесилурийскими и раннесреднедевонскими сериями фиксируются только по характеру распределения TiO_2 , Al_2O_3 и $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$, в то время как тренды эволюции других петрогенных компонентов (MgO , CaO , P_2O_5) совпадают. При этом во всех низкотитанистых базальтовых магмах независимо от их возраста с ростом SiO_2 понижаются содержания MgO , CaO , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ и Al_2O_3 , что может быть связано с фракционированием оливина, авгита и плагиоклаза. В умеренно-титанистых базальтовых расплавах вместе с MgO , CaO , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ и Al_2O_3 одновременно уменьшаются TiO_2 и P_2O_5 , что, по-видимому, обусловлено фракционированием наряду с оливином и плагиоклазом титан-авгита, титаномагнетита и апатита.

При достижении SiO_2 55 мас. % различия по титану в раннесреднедевонской серии исчезают, вместо авгита и титан-авгита начинается кристаллизация и фракционирование гиперстена и диопсида, последующая эволюция низкотитанистых и умеренно-титанистых расплавов происходит одинаково. В то же время в низкотитанистой ордовик-раннесилурийской серии породы среднего и кислого составов наследуют петрохимические характеристики ассоциирующих с ним базальтов. Они обеднены титаном и железом, но обогащены глиноземом по сравнению с аналогичными породами раннего—среднего девона.

Геохимические особенности пород

Для геохимической характеристики вулканитов непрерывных серий мы объединили породы семейств (см. рис. 6, а) в три подгруппы, сравнили их между собой и с породами некоторых типовых геодинамических обстановок.

1-я подгруппа (трахибазальты и трахиандезитобазальты, SiO_2 47—55 мас. %). Нормированные на примитивную мантию формы мультиэлементных спектров всех вулканитов этой подгруппы вне зависимости от возраста (рис. 7, а, б) близки к форме спектра базальтов островных дуг (IAB [Kelemen et al., 2003]) с типичными для него минимумами по Th, Nb, Ta, Ti и максимумами по Ba и Sr. Однако абсолютные значения всех несовместимых элементов превышают их содержания в IAB. Наиболее отчетливо такое превышение заметно для крупноионных литофильных (LILE), а также редкоземельных (REE) элементов, содержания которых достигают величин, наблюдаемых во внутриплитовых базальтах (OIB [Sun, McDonough, 1989]). Особенностью ордовик-раннесилурийских базальтоидов является высокая степень фракционирования REE (рис. 8 а, б), главным образом за счет обогащения LREE ($(\text{La}/\text{Yb})_n$ изменяется от 11.6 до 32.8). В раннесреднедевонских вулканитах $(\text{La}/\text{Yb})_n$ варьирует от 7.6 до 13.0. При этом во всех породах ордовик-раннесилурийской серии в отличие от раннесреднедевонской наблюдается прямая корреляция между TiO_2 и величиной La/Yb (рис. 9).

2-я подгруппа (трахиандезиты, SiO_2 55—63 мас. %). Эти породы в целом наследуют вещественные характеристики 1-й подгруппы. В них сохраняется высокая степень фракционирования REE. $(\text{La}/\text{Yb})_n$ изменяется от 10.2 до 23.8 в трахиандезитах ордовика—раннего силура и от 9.6 до 14.1 в трахиандезитах раннего—среднего девона (см. рис. 8 в, з). В породах обеих возрастных групп (см. рис. 7, в, з) сохраняются Th, Nb, Ta минимумы, Ba максимум и возникает дисперсия по Sr. В них усиливается Ti минимум, но увеличивается содержание Rb. Кроме того, появляется очень слабая отрицательная европиевая аномалия.

3-я подгруппа (трахиты, трахидациты, трахириодациты, трахириолиты и риолиты, SiO_2 63—77 мас. %). В этой подгруппе разновозрастные вулканиты различаются по геохимическим характеристикам. Так, в ордовик-раннесилурийских вулканитах с увеличением SiO_2 возрастают концентрации большинства несовместимых элементов (см. рис. 7, д; 8, д), за исключением P, Ti, Ba (уменьшается до 57 г/т), Sr (уменьшается до 7 г/т) и Eu, что указывает на фракционирование апатита, титаномагнетита и полевых шпатов. В этих породах избирательное обеднение Nb и Ta проявлено слабее, чем в породах основного и среднего составов, но при этом уменьшается степень фракционирования REE ($(\text{La}/\text{Yb})_n$ изменяется от 7.4 до 18.2). В отличие от них в раннесреднедевонских вулканитах выделяются два типа пород с разным распределением редких элементов (см. рис. 7, е; 8, е). Первый тип близок по своему составу к ордовик-раннесилурийским вулканитам, отличаясь от них отсутствием пород с аномально низкими содержаниями Ba и Sr, менее ярко выраженным Eu минимумом, узким диапазоном вариаций суммы REE и отношения легких редких земель к тяжелым ($(\text{La}/\text{Yb})_n$ изменяется от 6.6 до 10.5). В другом типе, представленном риолитами ($74.0 < \text{SiO}_2 < 76.6$, мас. %), происходит падение концентраций HSFЕ, REE, Y, что нарушает тенденцию накопления некогерентных элементов при фракционировании. Их составы

близки к составу верхнекорового вещества [Rudnick, Gao, 2003], а также островодужных (ОД) и аккреционно-коллизийных (АК) гранитов Центрально-Азиатского складчатого пояса [Руднев, 2013].

Наиболее отчетливо различие эволюционных тенденций для разновозрастных серий прослеживается на графиках распределения редких элементов относительно кремнезема, который является индикатором

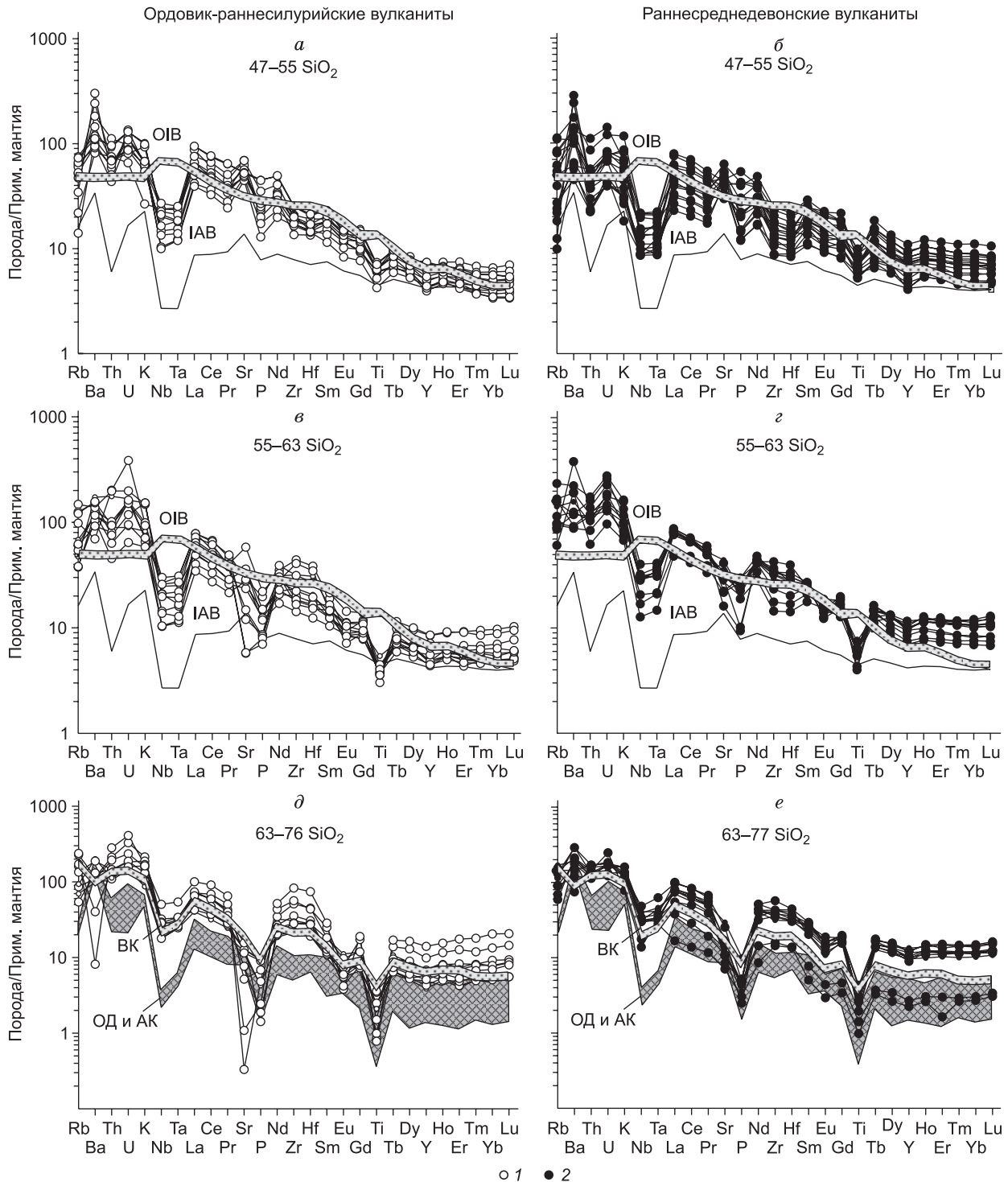


Рис. 7. Графики нормированного распределения петрогенных и редких элементов в породах непрерывных вулканических серий.

1 — позднеордовикские породы, 2 — раннедевонские породы. ОИБ — базальты океанических островов, по [Sun, McDonough, 1989], ИАВ — базальты островных дуг, по [Kelemen et al., 2003], ВК — верхняя континентальная кора, по [Rudnick, Gao, 2003], ОД и АК — габбро-гранитные серии островодужного и аккреционно-коллизийного этапов, по [Руднев, 2013]. Нормировано на состав примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989]. а–е — пояснения см. в тексте.

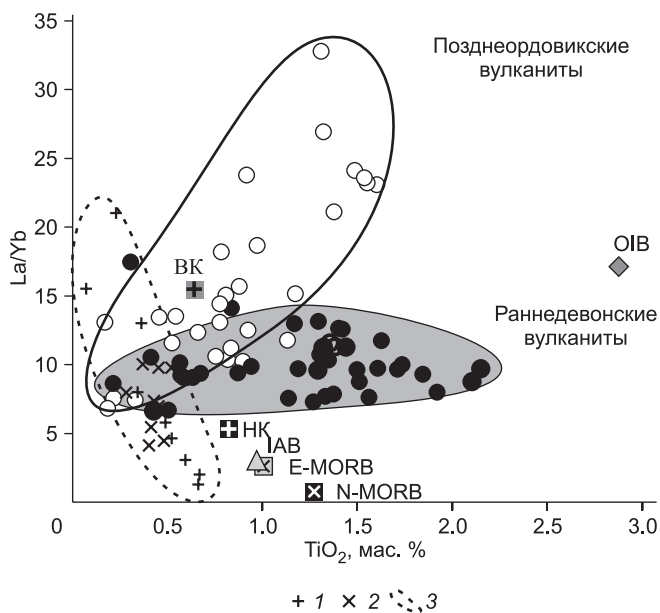


Рис. 9. Корреляция La/Yb и TiO_2 в непрерывных вулканических сериях.

1—3 — гранитоиды Алтае-Саянской области (1 — островодужного этапа, 2 — аккреционно-коллизийного этапа, 3 — поле их составов), по [Руднев, 2013]. N-MORB — деплетированные базальты срединно-океанических хребтов, E-MORB — обогащенные базальты срединно-океанических хребтов, IAB — базальты островных дуг, по [Kelemen et al., 2003], континентальная кора (BK — верхняя, НК — нижняя), по [Rudnick, Gao, 2003]. Остальные усл. обозн. см. на рис. 6.

В раннесреднедевонской серии тренд дифференциации (сплошная линия) также проявлен в диапазоне 47—69 мас. % SiO_2 , но искажение тренда накопления элементов наблюдается только после достижения SiO_2 около 65 мас. %. В кислых вулканидах в диапазоне 65—77 мас. % SiO_2 (темное поле) отмечаются обратные соотношения между содержаниями редких элементов и SiO_2 , что, по-видимому, отражает разные механизмы формирования пород базальт-трахиандезит-трахитового ряда и трахириодацит-риолитовой группы.

Можно полагать, что разное распределение фигуративных точек состава пород прямо связано с различными источниками материнских расплавов. Один из них, несомненно, отвечал источнику основных пород и их дифференциатов, другой имел коровую природу. Отметим, что аналогичные закономерности прослеживаются и при анализе эволюции кислых щелочных магм, рассмотренных на примере позднепалеозойских редкометалльных гранитоидов Восточно-Саянской зоны [Ярмолюк и др., 2016].

Появление в магматической системе разных источников плавления подтверждается при анализе закономерностей распределения парных отношений несовместимых элементов (рис. 11). Составы обеих серий образуют поля различной конфигурации, которые перекрывают друг друга и прослеживаются от составов базальтов (E-MORB, OIB, IAB), выплавляемых из обогащенных мантийных источников различной природы, к области значений верхней континентальной коры и анатектических коровых гранитов, в качестве эталона которых взяты анатектические гранит-пегматиты Западного Забайкалья [Литвиновский и др., 2003]. При этом по величине La/Yb ордовик-раннесилурийские базальтоиды близки к обогащенным внутриплитовым базальтам OIB. Увеличение отношения Th/La коррелируется с ростом содержания SiO_2 в породах обеих серий. Максимальное увеличение характерно для раннесреднедевонских риолитов ($SiO_2 = 76.6$ мас. %, $Na_2O + K_2O = 7.0$ мас. %, $Th/La = 0.83$), минимальное — для ордовик-раннесилурийских трахириолитов ($SiO_2 = 75.3$ мас. %, $Na_2O + K_2O = 8.3$ мас. %, $Th/La = 0.42$). Последние обладают наиболее высокими значениями Rb/Sr (до 21.6). В кислых вулканидах раннего—среднего девона Rb/Sr не превышает 0.4. Выявленные закономерности распределения несовместимых элементов в обеих сериях указывают на широкий диапазон взаимодействия расплавов мантийной и коровой природы, определяемого фракционированием трахибазальтовых расплавов во внутрикоровых камерах при одновременной контаминации продуктов дифференциации коровым веществом.

Таблица 2. Изотопный состав стронция и неодима в базальтоидах непрерывных вулканических серий Минусинского прогиба и его обрамления

Проба	T, млн лет	Sm	Nd	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm 2s$	$\epsilon_{Nd}(T)$	Sr	Rb	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\pm 2s$	$\epsilon_{Sr}(T)$
		г/г					мкг/г				
КТШ 1/6	476	8.5	49	0.512395	0.000005	1.0	818	65	0.706373	0.000020	12.8
КТШ 1/8	476	8.0	43	0.512422	0.000003	0.9	1017	33	0.705375	0.000018	11.3
КТШ 1/1	476	6.5	35	0.512397	0.000004	0.4	1020	101	0.706733	0.000014	12.6
КТШ 1/2	476	6.2	35	0.512408	0.000004	0.9	1194	59	0.705749	0.000018	12.1
БАТ 1/6	391	4.97	23	0.512662	0.000006	3.7	874	11.6	0.704752	0.000015	7.0
БАТ 3/5	391	10.8	55	0.512663	0.000004	4.4	828	35	0.705120	0.000016	5.7
БАТ 3/23	391	7.1	34	0.512691	0.000007	4.7	727	17	0.704850	0.000015	6.0
БАТ 4/11	391	10.4	55	0.512597	0.000007	3.5	675	51	0.705772	0.000013	7.0
БАТ 4/13	391	8.1	41	0.512635	0.000005	3.9	1128	70	0.705607	0.000015	7.9

Изотопный состав Sr и Nd в базальтоидах

Как было показано выше, разновозрастные базальтоиды различаются по многим петрогеохимическим параметрам и, прежде всего, предельными содержаниями TiO_2 и степенью дифференциации редкоземельных элементов. Проведенные исследования изотопного состава Sr и Nd пород Кошкулакского палеовулкана (принимаемый возраст 476 млн лет) и Батеневского поднятия (391 млн лет), по [Воронцов и др., 2017], подтвердили вполне значимые их геохимические различия (табл. 2, рис. 12, а). В координатах $\epsilon_{Sr}(T) - \epsilon_{Nd}(T)$ точки составов разновозрастных пород расположены в первом квадранте [Фор, 1989] диаграммы и сконцентрированы в двух изолированных друг от друга полях. Одно из них характеризует

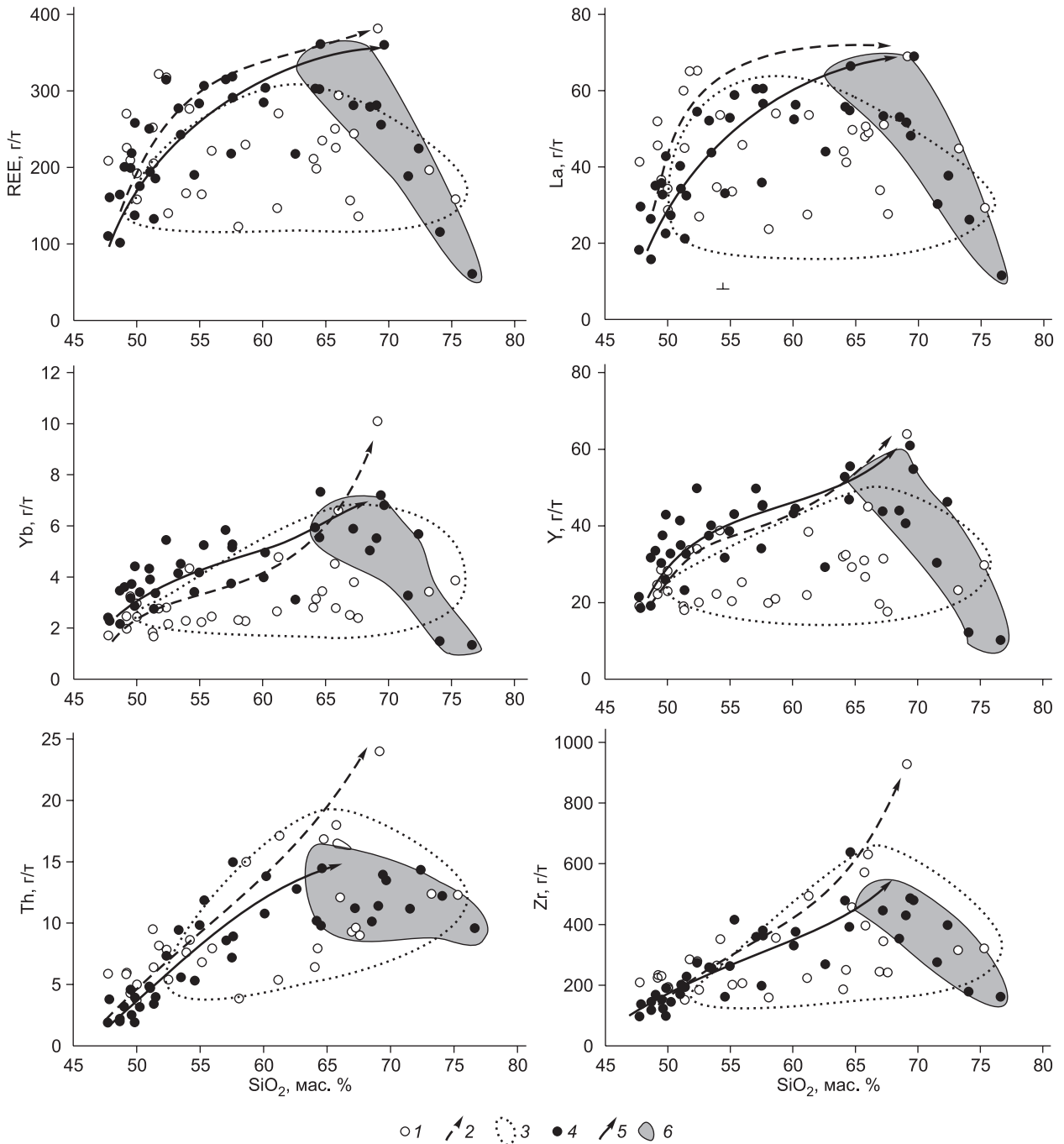


Рис. 10. Распределение редких элементов относительно SiO_2 в непрерывных вулканических сериях.

1—3 — позднеордовикские вулканиты: 1 — точки составов, 2 — тренд фракционирования, 3 — поле составов магм, образованных при смешении дифференциатов с анатектическими коровыми выплавками, 4—6 раннедевонские вулканиты: 4 — точки составов, 5 — тренд фракционирования, 6 — поле составов магм, образованных при смешении дифференциатов с анатектическими коровыми выплавками.

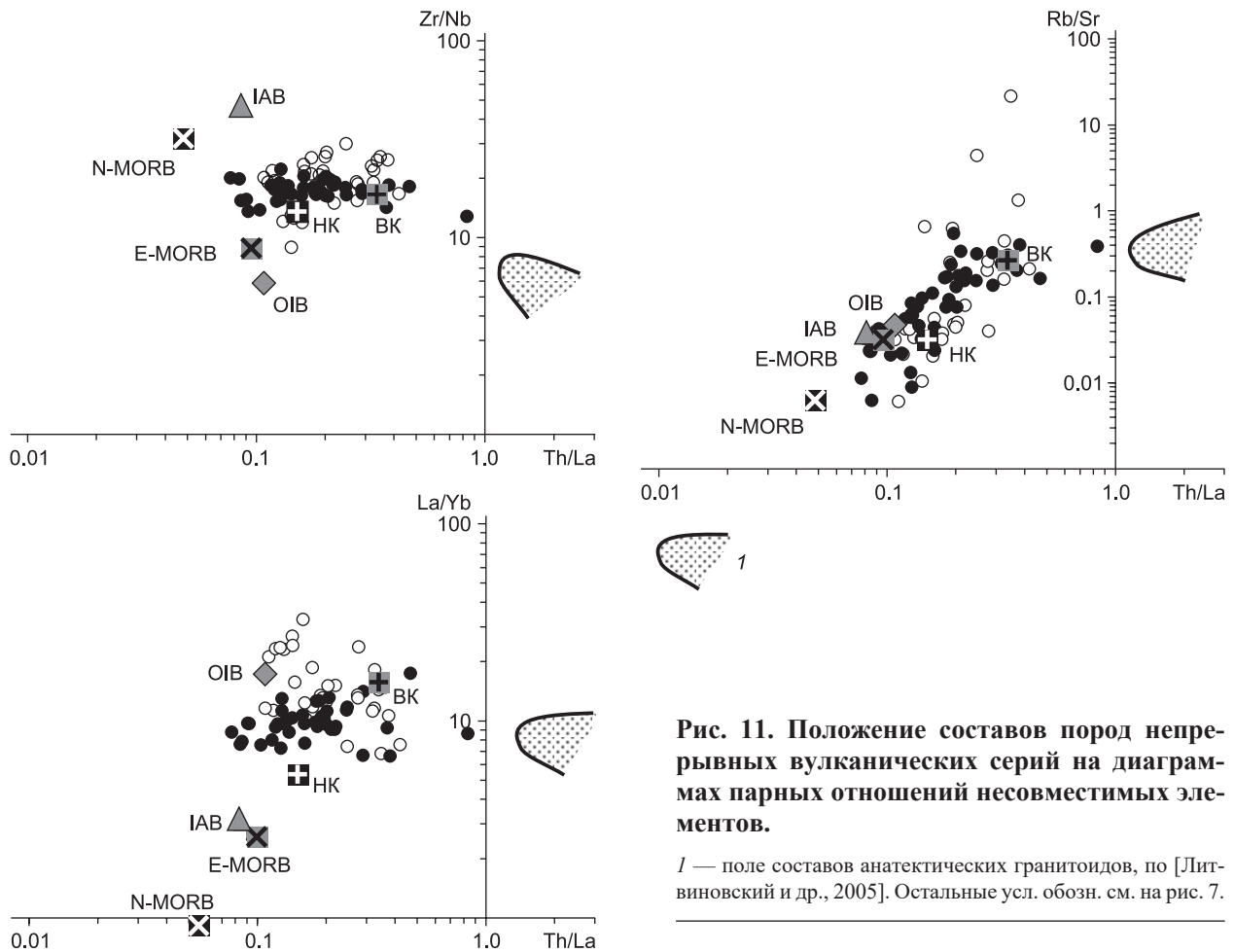


Рис. 11. Положение составов пород непрерывных вулканических серий на диаграммах парных отношений несовместимых элементов.

1 — поле составов анатектических гранитоидов, по [Литвиновский и др., 2005]. Остальные усл. обозн. см. на рис. 7.

субстраты, из которых выплавлялись ордовик-раннесилурийские ($\epsilon_{Nd}(476)$ 0.4—1.0 и $\epsilon_{Sr}(476)$ 11.3—12.8), другое — раннесреднедевонские ($\epsilon_{Nd}(391)$ 3.5—4.7 и $\epsilon_{Sr}(391)$ 5.7—7.9) базальтоиды. Оба поля фигуративных точек составов базальтоидов смещены от линии мантийной корреляции в сторону субстратов, обогащенных радиогенным стронцием. Подобное отклонение указывает на ассимиляцию расплавами с параметрами умеренно-деплетированной мантии с промежуточными характеристиками между PREMA и EM II дополнительного компонента с высоким содержанием Sr, повышенной величиной $^{87}Sr/^{86}Sr$ и низкими содержаниями REE. Составам дополнительного компонента, скорее всего, отвечают карбонатные породы, которые могли быть вовлечены в венд-кембрийские субдукционные процессы и

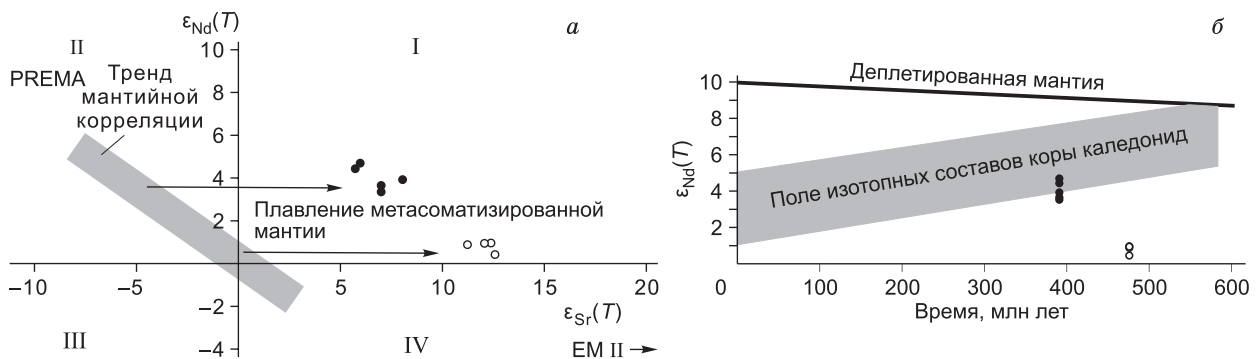


Рис. 12. Изотопный состав базальтов непрерывных вулканических серий на диаграммах $\epsilon_{Sr}(T)$ — $\epsilon_{Nd}(T)$ (а) и T — $\epsilon_{Nd}(T)$ (б).

На рис. 12, а тренд мантийной корреляции пересчитан на возраст 400 млн лет. I, II, III, IV — квадранты, по [Фор, 1989]. Усл. обозн. см. на рис. 7.

участвовать в магмообразовании, обогащая вещество мантийного клина радиогенным стронцием и формируя метасоматизированный мантийный субстрат, из которого позже выплавлялись первичные магмы рассматриваемых непрерывных серий.

ОБСУЖДЕНИЕ

Приведенные данные указывают на то, что выделяемые две разновозрастные вулканические серии по набору пород и последовательности их образования проявляют ярко выраженное сходство и в то же время каждая из них обладает характерными особенностями.

Сходство заключается в том, что обе непрерывные серии представлены породами, изливавшимися, как правило, в гомодромной последовательности: в основаниях разрезов сосредоточены трахибазальты и трахиандезитобазальты, которые выше сменяются трахиандезитами, затем трахитами и трахидацитами-трахириолитами. В отдельных частях разрезов покровы трахибазальтов перемежаются с кислыми вулканидами, однако объемы таких фрагментов ничтожно малы.

Различаются серии геологическими условиями, объемами проявления и составами магматических источников.

Ордовик-раннесилурийские вулканиды участвуют в строении вулканоплутонических ареалов горного обрамления Минусинского прогиба и редко слагают небольшие палеовулканы в выступах фундамента внутри самого прогиба. Они пространственно совмещены с крупными сиенит-граносиенит-гранитными массивами. Типичным примером такого совмещения является Качинско-Шумихинский ареал. В отличие от них, раннесреднедевонские вулканические серии занимают всю площадь Минусинского прогиба, вскрываясь из-под осадочного чехла как по его периферии, так и в антиклинальных складках во внутренних его сегментах. «Предельные» оценки показывают, что объем ордовик-раннесилурийских вулканидов как минимум на два порядка меньше объема раннесреднедевонских вулканидов (не менее 20 тыс. км³ [Лучицкий, 1960]) Минусинского прогиба.

Эволюция составов материнских расплавов во времени: влияние плюмовых и субдукционных процессов. Оценивая закономерности эволюции составов пород во времени необходимо отметить, что базальтоиды ордовик-раннесилурийской и раннесреднедевонской серий различаются по геохимическим и изотопным параметрам. Главная тенденция связана с уменьшением во времени степени фракционирования редких земель, что можно было бы объяснить разными степенями частичного плавления источника магм или разным составом источников. Второй вариант согласуется с различиями в характеристиках изотопного состава пород, свидетельствующими о более радиогенном (в отношении Nd) составе источника девонских магм. Изотопная неоднородность состава источников расплавов отчетливо выражена на графике $\text{Время} - \epsilon_{Nd}(T)$ (см. рис. 12, б). Здесь изотопные составы Nd базальтоидов раннего—среднего девона согласуются с полем эволюции составов ювенильной коры, типичной для каледонид Озерной зоны [Руднев и др., 2009; Ярмолюк и др., 2002, 2011; Ковач и др., 2011]. В отличие от них, ордовик-раннесилурийские базальтовые расплавы несут характеристики более обогащенного редкоземельными элементами источника. Необходимо отметить, что как ордовик-раннесилурийские, так и раннесреднедевонские вулканиды формировались в одном секторе АССО и, как было показано выше, базиты этих ассоциаций если и были контаминированы коровым материалом, то в незначительной степени. На наш взгляд эти различия следует искать в составе мантийных источников расплавов, именно в их смене в основании вулканической области во времени.

Накопленные в последние годы материалы по магматическим комплексам и истории развития АССО [Ярмолюк и др., 2003; Коваленко и др., 2003; Добрецов, 2003, 2011; Гордиенко, 2006; Добрецов, Буслов, 2007; Буслов, 2011; Руднев, 2013; Крук, 2015] позволили установить, что в палеозое эта область была вовлечена в аккреционные и коллизионные процессы. Они сопровождалась приращением островных дуг, задуговых бассейнов, океанических островов к юго-западному обрамлению Сибирского кратона и наращиванием континентальной литосферы с востока на запад. При этом особенностью раннесреднедевонского магматического этапа является синхронное формирование вулканических серий, типичных для континентальных рифтов и конвергентных границ литосферных плит. Ранее [Воронцов и др., 2015] мы эти особенности объясняли с позиций проявления плюмовой активности в пределах активной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента. Подобная обстановка должна была привести к вовлечению в магмообразование мантии, видоизмененной в ходе субдукционных процессов. На это указывают повышенная щелочность базальтоидов, высокие содержания всех литофильных элементов, отрицательные аномалии Nb, Ta и Ti, менее выраженные минимумы Rb, Th, Zr, Hf, избирательное обогащение Ba, Sr и отклонение изотопных составов Sr и Nd от линии мантийной корреляции. Аналогичные характеристики прослеживаются и для ордовик-раннесилурийских базальтоидов. Однако, если для раннего—среднего девона вулканизм может быть увязан с развитием тыловых рифтовых зон активной континентальной окраины, то для ордовика—раннего силура геологические данные указывают на от-

сутствие конвергентных процессов в регионе и на внутриконтинентальное положение магматической области. Это геологическое ограничение позволяет сделать вывод, что, несмотря на отсутствие среди продуктов магматизма базальтоидов с бесспорными внутриплитными геохимическими характеристиками, магматизм ордовика—раннего силура в северной части АССО, скорее всего, так же как и в раннем—среднем девоне, определялся активностью мантийного плюма. Этому выводу не противоречит вещественная специфика магматических пород, выраженная их обогащенностью большинством литофильных элементов. Подобные характеристики исходных магм типичны для областей Центрально-Азиатского складчатого пояса, в которых мантийные плюмы воздействуют на литосферную мантию, метасоматически переработанную в ходе предшествующих венд-раннекембрийских субдукционных процессов [Руднев, 2013; Владимиров и др., 2013], связанных с развитием Кузнецко-Алатауской и Алтае-Северосаянской островодужных систем.

Механизмы образования пород непрерывных серий: роль фракционирования и контаминации. Представленные геологические и петрогеохимические данные позволяют рассмотреть механизмы образования каждой непрерывной серии. Прежде всего отметим, что гомодромный характер обеих серий и уменьшение объема пород с увеличением SiO_2 (см. рис. 4, 5) прямо свидетельствует о ведущей роли механизмов кристаллизационной дифференциации мантийных трахибазальтовых расплавов в образовании серий. Как было показано выше, систематическое обогащение SiO_2 сопровождается последовательными изменениями других породообразующих оксидов, связанными с фракционированием оливина, авгита, плагиоклаза в низкотитанистых магмах и оливина, плагиоклаза, титанавгита, титаномagnesита и апатита в умеренно-титанистых магмах. В обеих сериях фракционирование реализуется вплоть до появления трахириодацитовых расплавов с содержанием SiO_2 около 69 мас. %. При этом тренды фракционирования в обеих сериях искажаются вследствие широкого разброса и снижения содержаний несовместимых элементов пропорционально росту SiO_2 . В каждой серии эволюция составов проявляется по-разному. В ордовик-раннесилурийской серии искажение тренда начинается уже на составах трахибазальтов, в то время как для раннесреднедевонской только при достижении 65 мас. % SiO_2 . Эти характеристики отличают обе рассматриваемые серии от глубоко дифференцированных базальт-трахириолит-комендитовых серий Алтае-Саянской рифтовой области, которые характеризуются накоплением HFSE и REE вплоть до появления их рудных концентраций [Коваленко и др., 2003]. Они могут быть объяснены с позиции появления в магматической системе анатектических кислых магм, которые, смешиваясь с фракционированными расплавами, образуют промежуточные по геохимическим характеристикам продукты. Представления о смешении мантийных базальтовых и коровых кислых магм подтверждаются нарушением прямой зональности плагиоклазов и существованием кристаллов щелочного полевого шпата оплавленной формы в трахитах и трахидацитах. Здесь следует подчеркнуть две важнейшие индикаторные особенности эволюции каждой серии. Во-первых, в максимальной степени приближены к составу коровых выплавов наиболее кремнекислые (риолитовые) магмы раннего—среднего девона. И, во-вторых, для ордовик-раннесилурийской серии намечается более широкий диапазон вариантов коровой контаминации. Вероятно, эти различия связаны с разной скоростью подъема мантийных магм и, соответственно, разным временем их задержки в промежуточных верхнекоровых магматических камерах. Так, для раннесреднедевонских магм применима модель их «транзитного» движения сквозь литосферу при рифтогенезе. Можно предположить, что эти магмы поступали на поверхность с высокой скоростью и не задерживались надолго в коровых камерах. В них расплавы дифференцировались до трахириодацитовых составов при одновременном своем тепловом воздействии на вышележащие вмещающие породы с появлением анатектических коровых магм, отвечающих составам риолитов. Последние успевали смешиваться только с трахит-трахириодацитовыми дифференциатами трахибазальтовых магм, сосредоточенными в надкровельных частях магматических камер, образуя переходные разновидности с содержанием SiO_2 от 65 до 77 мас. %.

Ордовик-раннесилурийские вулканиты также формировались путем фракционирования мантийных магм и синхронного плавления верхнекорового вещества. Однако, в отличие от раннесреднедевонского этапа, внутрикоровые камеры были долгоживущими, что позволяло анатектическим трахириолитовым магмам смешиваться с мантийными расплавами на каждой стадии их фракционирования. В результате сформировался тот спектр пород, в котором обнаруживаются разновидности с одинаковым содержанием SiO_2 , но с разными концентрациями несовместимых элементов. Длительный период существования промежуточных камер, в свою очередь, объясняет широкое развитие интрузивных комплексов ордовик-силурийского этапа, например, в Качинско-Шумихинском вулканоплутоническом ареале.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ордовик-раннесилурийские и раннесреднедевонские непрерывные вулканические серии северной части Алтае-Саянской области сложены породами преимущественно умеренно-щелочного ряда с вариациями SiO_2 от 45 до 77 мас. %. От раннесреднедевонских вулканитов Минусинского прогиба ордовик-

раннесилурийская серия отличается, прежде всего, пониженным содержанием TiO_2 (менее 1.7 мас. %), $Fe_2O_{3\text{общ}}$ и повышенными концентрациями Al_2O_3 во всех разновидностях пород, более фракционированным характером распределения REE в трахибазальтах. Именно эти особенности следует относить к индикаторным вещественным характеристикам ордовик-раннесилурийских вулканитов. В составах обеих серий зафиксированы два совмещенных во времени механизма эволюции магм. Главный процесс — фракционная кристаллизация, приводящая к возникновению спектра пород от трахибазальтов до трахириодацитов. Второстепенный механизм — контаминация фракционированных расплавов коровым веществом, анатектическое плавление коры и смешение глубинных магм с коровыми выплавками. Особенности этих процессов специфичны для каждого возрастного этапа и контролируются составом источников материнских расплавов. Их геохимические характеристики типичны для областей Центрально-Азиатского складчатого пояса, в которых мантийные плюмы воздействуют на литосферную мантию, метасоматически переработанную в ходе предшествующих венд-раннекембрийских субдукционных процессов, связанных с развитием Кузнецко-Алатауской и Алтае-Северосаянской островодужных систем.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1.5. (№ 0350-2016-0030) и при поддержке РФФИ (грант 16-05-00181).

ЛИТЕРАТУРА

Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлуоресцентный силикатный анализ. Новосибирск, Наука, 1984, 228 с.

Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Сергеев С.А., Сенников Н.В., Гибшер А.С., Советов Ю.К. Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // ДАН, 2004, т. 395, № 3, с. 367—370.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 66—90.

Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П., Халилов В.А., Руднев С.Н., Крук Н.Н., Выставной С.А., Борисов С.М., Березиков Ю.К., Мещнер А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н., Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1157—1178.

Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология, 2013, т. 21, № 2, с. 177—201.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Источники базитовых расплавов девонских бимодальных рифтогенных магматических ассоциаций Центральной Азии (на основе данных о редких элементах и изотопах стронция в базитах Северо-Западной Монголии) // Петрология, 1997, т. 5, № 3, с. 236—252.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Травин А.В. Девонский вулканизм Минусинской котловины: этапы проявления и связь с прогибанием континентальной литосферы (по результатам ^{40}Ar - ^{39}Ar геохронологических исследований) // ДАН, 2012, т. 447, № 3, с. 308—313.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андриященко С.В. Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические и изотопные Sr-Nd характеристики пород // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (9), с. 1283—1313.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Посохов В.Ф., Травин А.В., Газизова Т.Ф. Дифференцированная вулканическая ассоциация Минусинского прогиба: механизмы образования и источники расплавов (на примере Батеневского поднятия) // Петрология, 2015, т. 23, № 4, с. 386—409.

Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Буслов М.М., Травин А.В., Махлаев М.Л., Дриль С.И., Катраевская Я.И. Плюмовый магматизм северо-восточной части Алтае-Саянской области: этапы, состав источников, геодинамика (на примере Минусинского прогиба) // ДАН, 2017, т. 472, № 4, с. 449—455.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутерес-Алонсо Г., Хофманн М., Гринев О.М., Тишин П.А. Изотопная (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (11), с. 1598—1614.

- Гордиенко И.В.** Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1987, 236 с.
- Гордиенко И.В.** Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозойского складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.
- Добрецов Н.Л.** Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.
- Добрецов Н.Л.** Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1957—1973.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.
- Захарова Т.В., Ананьев А.Р.** О стратиграфическом положении быскарской серии девона Минусинского прогиба // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1990, т. 65, вып. 2, с. 44—50.
- Зубков В.С., Пахольченко Ю.А., Сандимирова Г.П., Мамитко В.Р., Плюснин Г.С.** Рубидий-стронциевый возраст и генезис щелочных оливиновых базальтов Минусинской системы впадин // Докл. АН СССР, 1986, т. 290, № 4, с. 960—963.
- Иванкин Г.А., Номоконов В.Е.** Геологическое строение и полезные ископаемые листов N-45-60-B, N-45-72-A. Объяснительная записка, Томск, 1965, 241 с.
- Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородина Е.В., Егорова В.В., Васюкова Е.А., Гладкохуб Д.П.** Разнообразие кембро-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2005, с. 106—109.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1280—1293.
- Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М., Котов А.Б., Терентьева Л.Б.** Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. Часть II: геохимические и Nd изотопные данные // Петрология, 2011, т. 19, № 4, с. 417—444.
- Крук Н.Н.** Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1403—1423.
- Крук Н.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Гибшер А.С., Советов Ю.К., Сергеев С.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Левченко О.А., Махлаев Е.Н., Дербан А.Г.** «Девонотипный» магматизм Восточного Саяна (по данным U-Pb изотопных исследований) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, Изд-во ТПИ, 2002, т. 1, с. 189—193.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.** Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 153—184.
- Лавренчук А.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Травин А.В.** Черносопкинский тешенит-сиенитовый комплекс северо-западной части Восточного Саяна — одно из проявлений раннедевонского плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (6), с. 663—677.
- Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Занвилевич А.Н., Шадаев М.Г., Никифоров А.В., Посохов В.Ф.** Источники и условия формирования гранитных пегматитов Ошурковского щелочно-монцитового массива, Забайкалье // Геохимия, 2005, № 12, с. 1251—1270.
- Лучицкий И.В.** Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960, 276 с.
- Махлаев М.Л., Неустроева М.В., Перфилова О.Ю., Демьяненко Т.М., Стримжа Т.П., Спиридонова Э.В., Кранухова О.М.** «Долгая Грива»: межвузовский полигон ландшафтно-экологического мониторинга: природные комплексы, геология, прогноз развития. Красноярск, Краснояр. пед. ун-т, 2014, 260 с.
- Перфилова О.Ю., Михайленко В.В., Коптев И.И., Сидорас С.Д.** Кошкуллакский эталон ордовикской вулканоплутонической ассоциации (Кузнецкий Алатау). Красноярск, КНИИГИМС, 1999, 159 с.
- Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сидорас С.Д.** Ордовикская вулканоплутоническая ассоциация в структурах горного обрамления Минусинских впадин // Литосфера, 2004, № 3, с. 137—152.
- Петрографический кодекс России.** Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 200 с.

Поляков Г.В., Довгаль В.Н., Телешев А.Е., Федосеев Г.С., Богнибов В.И. Латеральная изменчивость эффузивно-интрузивных ассоциаций зон среднепалеозойской активизации каледоно-байкальских структур Алтае-Саянской складчатой области // Докл. АН СССР, 1972, т. 203, с. 1374—1377.

Ратанов Л.С. Строеие и история формирования осадочно-вулканогенного комплекса Минусинского прогиба: Автореф. дис.... к.г.-м.н. Новосибирск, Изд-во СНИИГГИМС, 1974, 22 с.

Рихванов Л.П., Номоконов В.Е., Сарнаев С.И., Ершов В.В., Плюснин Г.С. Геологическая позиция и возраст Котурского массива Батеневского кряжа // Геология и геофизика, 1989 (8), с. 54—59.

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

Рублев А.Г., Махлаев М.Л. Возраст границы ранний—средний девон // Отечественная геология, 1997, № 5, с. 22—25.

Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Берзон Е.И. Изотопный возраст палеозойских вулканитов Красноярского поднятия и проблема стратиграфии быскарской серии // Отечественная геология, 1999, № 3, с. 47—54.

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

Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П., Шелепаев Р.А., Терентьева Л.Б. Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология, 2009, т. 17, № 5, с. 470—508.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С., Шелепаев Р.А., Орихаши Ю., Лобанов К.В., Вишневский А.В. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Бумбатхаирханского ареала Озерной зоны Западной Монголии (геологические, петрохимические и геохронологические данные) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (5), с. 557—578.

Стратиграфический словарь СССР. Т.1. Кембрий, ордовик, силур, девон. Л., Недра, 1975.

Федосеев Г.С., Ратанов Л.С., Травин А.В. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование силловых комплексов и вулканитов Минусинского межгорного прогиба (Западная Сибирь) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., ЦИК, 2003, с. 518—521.

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

Хомичев В.Л. Радиологический возраст гранитоидных комплексов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика, 1980 (12), с. 45—53.

Шнейдер Е.А., Зубкус Б.П. Стратиграфия ниже- и среднедевонских отложений Северо-Минусинской и Сыдо-Ербинской впадин // Материалы по геологии Красноярского края. Вып. 3. Красноярск, Изд-во ТГУ, 1962, с. 41—56.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 187 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озерной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2002, т. 387, № 3, с. 387—392.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2003, т. 389, № 3, с. 354—359.

Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Яковлева С.З., Федосеев А.М. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // Петрология, 2011, № 1, с. 83—107.

Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козаков И.К., Козловский А.М., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю. Механизмы формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника, 2012, № 4, с. 3—27.

Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Козловский А.М., Никифоров А.В., Травин А.В. Состав, источники, механизмы формирования редкометалльных гранитоидов позднепалеозойской Восточно-Саянской зоны щелочного магматизма (на примере массива Улан-Тологой) // Петрология, 2016, т. 24, № 5, с. 468—498.

Green D.H., Ringwood A.E. The genesis of basaltic magmas // Contr. Miner. Petrol., 1967, v. 15, p. 103—190.

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 / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier Ltd., 2003, v. 3.18, p. 594—649.

Malkovets V.G., Litasov Y.D., Travin A.V., Litasov K.D., Taylor L.A. Volcanic pipes as clues to upper mantle petrogenesis: Mesozoic Ar-Ar dating of the Minusinsk basalts, South Siberia // Int. Geol. Rev., 2003, v. 45, № 2, p. 133—142.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian, Elsevier Ltd., 2003, v. 3.1, p. 1—56.

Sun S.S., McDonough W.F. Magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, № 42, p. 313—345.

Yoder Jr., H.S., Tilley C.E. Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems // J. Petrol., 1962, v. 3, p. 342—532.

*Поступила в редакцию
15 февраля 2018 г.*