

ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КАРЫМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

© 2009 г. Е. Н. Гриб¹, В. Л. Леонов¹, А. Б. Перепелов²

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006*

² *Институт геохимии СО РАН, Иркутск, 664033*

Поступила в редакцию 23.12.2008 г.

Изучены петро- и геохимические особенности пород Карымского вулканического центра (КВЦ), который является наиболее крупным в Восточном вулканическом поясе Камчатки. Формирование КВЦ происходило ритмично, начиная с конца плиоцена, с образованием последовательных дифференцированных комплексов пород. Закономерное изменение макро- и микроэлементов в вулканических породах КВЦ объясняется процессами фракционирования минеральных фаз из исходного расплава. При этом происходило обогащение остаточных расплавов щелочами, литофильными элементами (Rb, Ba, Sr, Pb, Th, U, РЗЭ) и истощение когерентными элементами (Ni, Cr, Sc, Ti). Результаты геохимического исследования вулканических пород КВЦ указывают на принадлежность их к типичным островодужным образованиям. Отношения несовместимых элементов предполагают двухкомпонентную систему магмообразования: обедненный мантийный источник (N-MORB) и надсубдукционные флюиды (островодужный компонент). Вероятны процессы контаминации расплава в кровле промежуточного очага метасоматизированным субстратом, добавка кумулюсных кристаллических фаз (и расплавов) более ранних этапов магмообразования в КВЦ.

ВВЕДЕНИЕ

Геологическое строение Карымского вулканического центра, история развития вулканизма в нем, изучены достаточно хорошо [2, 4, 5, 7–10, 12, 14–16, 20–22, 24, 25, 28 и др.]. Закономерное изменение составов вулканитов, длительное и ритмичное развитие вулканического центра в плиоцен-четвертичное время позволили рассматривать его как элементарную ячейку Восточного вулканического пояса [7]. Были проведены детальные исследования по изучению состава пирокластических отложений, связанных с формированием кальдер [8–10, 22] и степени коагматичности оливинсодержащих базальтов [12]. Большой статистический объем данных по составам минералов позволил выработать критерии по расчленению пемзовых туфов и игнимбригов и увязать их с конкретными кальдерами. Установлено зональное строение верхнекоровых магматических очагов и связь их с более глубокими промежуточными очагами базальтового состава, о чем свидетельствует гетерогенность пирокластических отложений. Для построения концептуальной модели развития КВЦ и выявления источников родоначальных магматических расплавов необходимы данные по геохимии магматических пород центра. В данной работе приводятся первые результаты петро- и геохимических исследований всего спектра вулканических пород Карымского вулканического центра, проведен анализ их изменения в различных секторах структуры и во времени, сделана оценка роли различных источников в генезисе расплавов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КВЦ

Карымский вулканический центр (КВЦ) представляет собой сложное структурное образование, состоящее из множества вулканических построек дифференцированного состава и ряда кальдерных структур, динамически развивающихся во времени. Центр имеет размеры 55 × 65 км, он несколько вытянут в северо-восточном направлении вдоль вулканического пояса (рис. 1). За примерно 2 млн. лет развития вулканизма в его пределах общий объем вынесенного на поверхность вулканического материала составляет 1700 км³ [7]. Ранее время формирования кальдер оценивалось в 180–150 тыс. лет [7]. В последние годы получены датировки игнимбригов Карымского центра Ar-Ar методом [20], которые показывают, что процесс формирования игнимбригов и кальдер в районе был более длительным. Он начался в эоплейстоцене, когда около 1.1–1.2 млн. лет назад сформировались кальдеры северного сектора (кальдерный комплекс Стена-Соболиный), и продолжился на юге, где около 430 тыс. лет назад сформировалась кальдера Половинка (Крайняя). Образование этих кальдер сопровождалось мощными извержениями пирокластике, в результате чего обширные поля на периферии центра оказались покрыты пемзовыми туфами и игнимбригами дацитового и риодацитового состава. Объем выброшенной при этих извержениях пирокластике оценивается в 280 км³ [7, 24], что в пересчете на магму дает около 100 км³ [22].

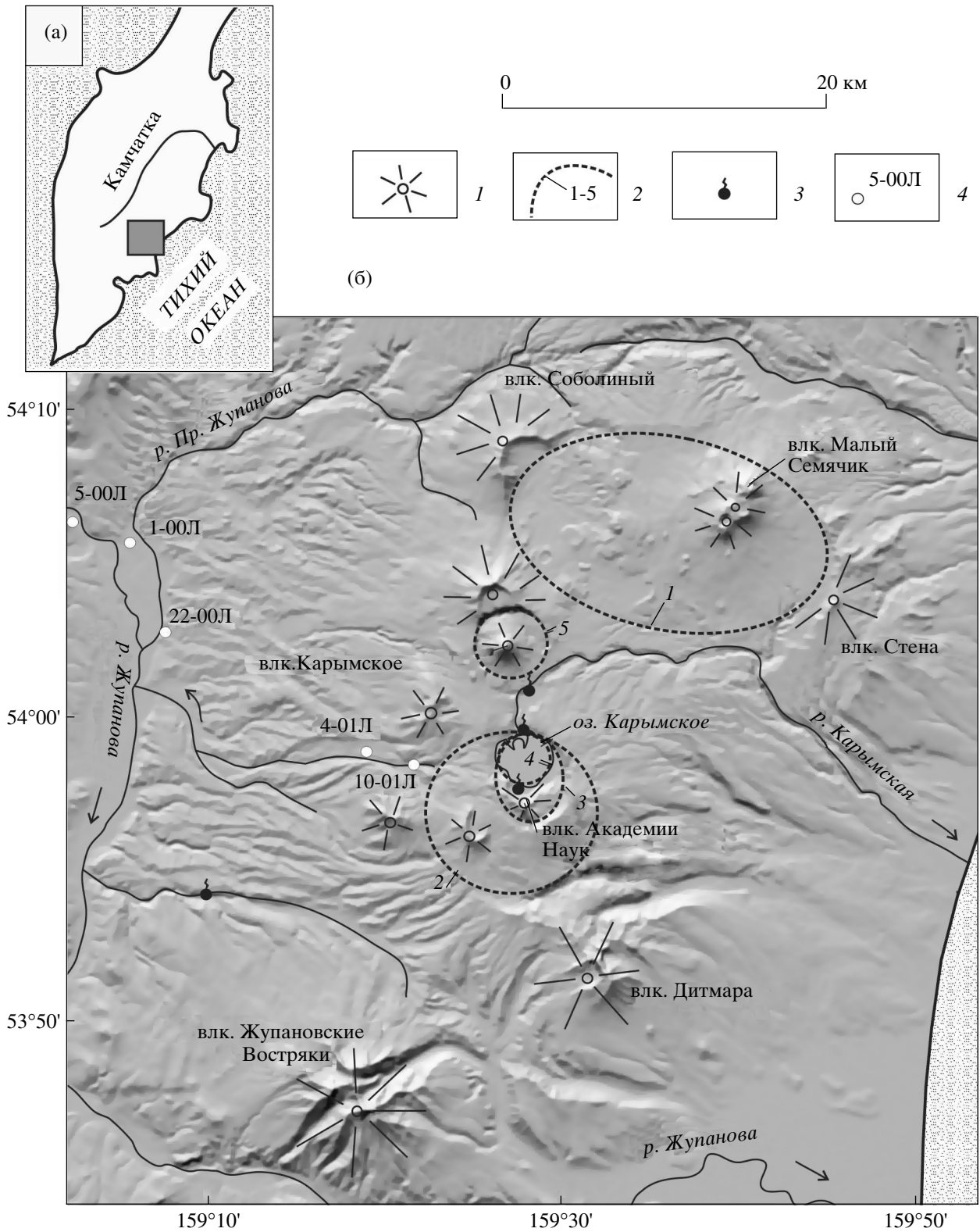


Рис. 1. Космический снимок района КВЦ. 1 – вулканы; 2 – кальдеры: 1 – Стена-Соболиная, 2 – Половинка, 3 – Однобокая, 4 – Академии Наук, 5 – Карымская; 3 – термальные источники; 4 – места отбора проб с повышенным содержанием редкоземельных элементов, цифры обозначают номер образца.

Формирование кальдер и связанных с ними покровов туфов и игнимбритов, явилось заметным рубежом в истории вулканического центра. Ранее вулканизм в районе был преимущественно базальтовым, андезибазальтовым. В этот период сформировались такие вулканы, как Жупановские Востряки, Дитмара, Крайний, Разлтый, Соболиный, Стена, Прибрежный Южный, Прибрежный Северный, Березовый и другие. Вулканы были рассредоточены на обширной площади и не составляли единой обособленной группы. Общий объем лав и пирокластики, слагающих вулканы, разными исследователями оценивается по-разному – от 150 км³ [17] до 375 км³ [24].

В результате мощной эксплозивной активности к началу среднего плейстоцена (примерно 400 тыс. лет назад) в осевой зоне Карымского вулканического центра сформировалась крупная Карымско-Семьячская кальдерная депрессия [28], состоящая из системы кальдер, образующих обширную область проседания, вытянутую вдоль его оси.

После формирования кальдер вулканизм сосредоточился исключительно внутри них. В среднем-верхнем плейстоцене формируются вулканы – Однобокий, Двор, Пра-Семьячик, Пра-Карымский. Состав лав, их слагающих, преимущественно андезибазальтовый, андезитовый, среднее содержание SiO₂ – 56.1%, объем лав этого периода оценивается в 80 км³ [24]. Дальнейшее развитие вулканизма в районе связано с деятельностью этих вулканов. На некоторых из них позже формируются новые кальдеры (Однобокая, Малый Семьячик), а в позднем плейстоцене внутри кальдер возникают новые вулканы (Академии Наук, Малый Семьячик), а затем – снова кальдеры (Академии Наук, Карымская). Вулканизм в позднем плейстоцене-голоцене отличался большим разнообразием (по составу и фаціальным типам), причем в южном секторе структуры по объему преобладала пирокластика – пемзы, пемзовые туфы и игнимбриты дацитового состава, а в северном – лавы, преимущественно базальтового состава.

Таким образом, развитие вулканизма в Карымском вулканическом центре в течение плиоцена и плейстоцена происходило сложно и сопровождалось многократными периодами кальдерообразования. Как отмечалось в [7], вулканизм постепенно деградировал и стягивался к двум, относительно небольшим по размеру, участкам: на севере – к вулкану Малый Семьячик, на юге – к участку, расположенному между вулканами Однобокий и Двор (кальдера Карымская и одноименный вулкан).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение составов минералов в базальтах КВЦ проводилось как в полированных аншлифах пород, так и с использованием мономинеральных фракций. Анализ минералов получен на электрон-

ном микроанализаторе “Сameбах-244”, оборудованным энерго-дисперсионным спектрометром “Кevex” в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 40 нА. Количество анализов составило от 50 до 150 для каждого из исследованных минералов.

Валовые силикатные химические анализы вулканических выполнены в Центральной химической лаборатории Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН методом “мокрой” химии, за исключением Na₂O и K₂O, которые определены методом пламенной фотометрии. Содержания редких и редкоземельных элементов определены методом ICP-MS на приборе ELEMENT 2 (Finnigan MAT, Germany) в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. Методика исследований на приборе ELEMENT 2 изложена в [26]. Для аналитического контроля использовались стандартные образцы базальтов (BIR-1, B-2, BCR-2, BHVO-1) и андезита (AGV-1).

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Базальты и андезибазальты периодически извлекались на протяжении всей истории развития Карымского вулканического центра, вплоть до настоящего времени. Наиболее широко они представлены в позднем плиоцене–раннем плейстоцене, слагая докальдерные вулканические постройки. Преобладают порфиоровые разности с содержанием фенокристаллов в пределах 20–40 об. %, в меньшей степени – субафировые, афировые. По составу минеральных ассоциаций выделяются оливинсодержащие [12] и двупироксеновые базальты. Первые представлены оливин-авгит-плагиоклазовыми разностями, в которых количество темноцветных минералов варьирует в пределах 7–10%, и лейкократовыми, в которых среди вкрапленников преобладает плагиоклаз, количество темноцветных минералов уменьшается, появляется ромбический пироксен. Оливинсодержащие базальты развиты в основном в северном секторе структуры. Они слагают основания вулканов Стена, Малый Семьячик и прослеживаются вплоть до голоцена [28]. На юге (южный сектор КВЦ) оливинсодержащие базальты встречаются в основании докальдерного вулкана Дитмара, а также представляют тефру субаэральных эксплозивных извержений северной части Карымского озера в позднем голоцене и в 1996 г. На завершающих этапах формирования вулканов Малосемьячской группы и Дитмара появляются лейкократовые разности. Все более поздние вулканические внутрикальдерные постройки (вулканы Однобокий, Белянкиной, Пра-Карымский) сложены двупироксеновыми (гиперстеновыми) базальтами, андезибазальтами, андезитами. Оливин в них очень редок и представляет собой кристаллические фрагменты дезинтегрированных оливин-анортитовых включений.

Андезибазальты встречаются в подчиненном количестве, представлены двупироксеновыми разностями и отличаются меньшим количеством вкрапленников, вплоть до субафировых разностей. Последние встречаются как в вулканических постройках, так и среди продуктов эксплозивных кальдерообразующих и ареальных извержений.

Андезиты являются промежуточным членом дифференцированной серии пород Карымского вулканического центра и представлены как эффузивными, так и эксплозивными аналогами. Объем их дискретно меняется в зависимости от приуроченности к определенным структурам и этапам развития района. На вулканах лавы андезитового состава развиты незначительно, образуя поздние лавовые потоки и экструзивные купола. Роль их возрастает в строении внутрикальдерных вулканов верхнеплейстоценового возраста (вулканы Однобокий, Пра-Карымский, Академии Наук), а голоценовый вулкан Карымский (центральный сектор) сложен преимущественно андезитами. Значительные объемы андезитов фиксируются на кальдерообразующих этапах, в частности, при формировании эоплейстоценовых кальдер Стена-Соболиная, среднеплейстоценовой кальдеры Половинка и голоценовой – на вулкане Пра-Семячик [7, 21, 28]. Для пирокластических отложений кальдер Стена-Соболиная характерна наиболее высокая степень спекания пеплово-пемзового материала – игнимбриды представлены лавоподобными разностями и умеренно спекшимися, с фьямме черного обсидианоподобного стекла. Пеплово-пемзовые пирокластические отложения кальдер южного сектора и кальдеры Карымская в основном слабо спекшиеся и не спекшиеся. Андезиты отличаются порфировой структурой с количеством вкрапленников до 25–30 об. % и двупироксен-плагиоклаз-титаномагнетитовой ассоциацией минералов вкрапленников.

Дациты, риодациты, риолиты. Породы широко представлены в эксплозивных фациях, связанных с формированием кальдер южного (Половинка, Однобокая, Академии Наук) и центрального (Карымская) секторов вулканического центра. Пирокластические отложения этих кальдер представлены пемзовыми туфами, отличающимися низкой степенью спекания или не спекшимися разностями агломератовой размерности. Спекшиеся разности (игнимбриды) встречаются редко. Незначительные объемы дацитовых и риодацитовых игнимбридов кальдер Стена-Соболиная, как и их андезитовые аналоги, отличаются высокой степенью спекания, вплоть до появления реоигнимбридов. Количество вкрапленников в пемзах и игнимбридах кислого состава варьирует в пределах 10–35 об. %, однако встречаются и субафировые (кальдера Однобокая) разности. Вкрапленники породообразующих минералов представлены в основном плагиоклазом, орто- и клинопироксеном, рудными минералами (титаномагнетит, ильменит). В пемзовых туфах южного сектора

в первых порциях пирокластических отложений часто присутствует амфибол, а в риолитовых пемзовых туфах и игнимбридах кальдеры Половинка появляется кварц и биотит. Небольшой объем дацитов и риодацитов слагает поздние экструзивные купола на вулканических постройках, образует верхнеплейстоценовые моногенные аппараты [15] и лавовые потоки (вулкан Академии Наук). Вкрапленники в лавах – это в основном безводная двупироксен-плагиоклаз-титаномагнетит-ильменитовой ассоциация минералов. Среди моногенных аппаратов, развитых южнее вулкана Соболиный, отмечена экструзия риолитового состава, вкрапленники которой представлены, как и в пемзовых туфах кальдеры Половинка, плагиоклазом, кварцем и биотитом.

Состав минералов. Плагиоклаз преобладает во всех типах вулканических пород района. В базальтах состав ядер фенокристаллов соответствует анортит-битовниту с преобладанием более высококальциевых составов в меланократовых разностях. К краям кристаллов содержание анортитового минала снижается до лабрадора. В андезибазальтах и андезитах он изменяется от битовнита до андезин-лабрадора. В пирокластических отложениях кальдер состав минерала определяется в основном составом расплава, не отличаясь значимо в пирокластике разных кальдер. В риолитовых туфах вкрапленники представлены олигоклаз-андезином, риодацитовых – андезином, дацитовых – андезин-лабрадором [9, 21]. В ядрах фенокристаллов иногда встречаются высококальциевые плагиоклазы.

Оливин является одним из главных (3–7%) темноцветных минералов в мезо- и меланократовых базальтах Малосемячической группы вулканов северного сектора КВЦ [28], раннечетвертичного вулкана Дитмара, позднеголоценовых (и современного, 1996 г.) ареальных эксплозивных извержений в северной части озера Карымское. В базальтах вулканов Стена и Малый Семячик среди фенокристаллов оливина преобладают железистые хризолиты [12, 28]). Для лав и тefры южного сектора КВЦ характерно бимодальное его распределение: наряду с железистыми хризолитами широко развиты магнезиальные разности. Наиболее магнезиальные оливины (Fo 85–89) отмечены в тefре эксплозивного извержения, произошедшего 4800 л.н. [12]). Оливин содержит твердофазные включения шпинели широкого спектра составов, реже магнезиального клинопироксена и анортита. Кроме этого в ядрах оливинов (Fo 77–85) встречаются в различной степени раскристаллизованные расплавные включения, кристаллические фазы которых представлены глиноземистым клинопироксеном фассаитом и шпинелью [12].

Пироксен является сквозным минералом-вкрапленником в вулканических породах Карымского вулканического центра. В оливинсодержащих базальтах состав его изменяется от диопсидов, салли-

тов, магнезиальных хромсодержащих авгитов (южный сектор структуры) до магнезиально-железистых авгитов ($Mg^{\#}$ 85–74) [12]. В базальтах и андезибазальтах внутрикальдерных вулканов Однобокий и Пра-Карымский клинопироксен представлен магнезиальным и магнезиально-железистым авгитом; в пирокластике средне-кислого состава – авгитом с варьирующим содержанием железа [9, 21]. Ортопироксен в виде вкрапленников появляется в лейкократовых разностях и двупироксеновых базальтах внутрикальдерных вулканов, где представлен железистым бронзитом. В пемзовых туфах и игнимбригах встречается в основном гиперстен.

Амфибол отмечен только в пемзовых туфах начальных фаз эксплозивных извержений кальдер южного сектора КВЦ и представлен умеренно глиноземистой обыкновенной роговой обманкой. В пемзовых туфах кальдеры Однобокая в ассоциации с авгит-битовнитовыми кластерами нередко встречается высокоглиноземистый амфибол паргаситового ряда [9, 10, 21].

Биотит в качестве единственного темноцветного минерала присутствует в риолитовых пемзовых туфах и игнимбригах начального этапа формирования кальдеры Половинка в ассоциации с кварцем и олигоклаз-андезином. Аналогичная ассоциация минералов отмечена в позднелейстоценовой риолитовой экструзии южнее вулкана Соболиный, относящейся к комплексу моногенных аппаратов [15]. В пирокластике кальдер Стена-Соболиная и Карымская водосодержащих минералов не обнаружено.

Шпинель в базальтах встречается в основном в виде твердофазных включений в оливинах, клинопироксенах и плагиоклазах. Установлен различный состав шпинелей в оливинах базальтов северного и южного секторов КВЦ [12]. В оливинах из базальтов южного сектора КВЦ встречаются в различной степени хромистые шпинели. Наиболее высокохромистая шпинель (43–51% Cr_2O_3) определена в твердофазных включениях в магнезиальных оливинах Fo 85–89 из базальтовой тefры извержения 4800 л.н. Редкие твердофазные включения шпинели в оливинах Fo 78–82 из базальтов северного сектора (вулканы Стена и Малый Семячик) представлены высокоглиноземистыми разностями (герцинитом). Содержание в них Al_2O_3 составляет 32,5–41,5%. Еще более глиноземистая шпинель (Al_2O_3 44–47%) была определена в фенокристаллах анортита в дайке базальта в северо-западном борту кальдеры Карымская.

Рудные минералы представлены титаномagnesитом и ильменитом, акцессорные – апатитом и цирконом.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ

Вулканические породы КВЦ образуют циклично повторяющиеся во времени дифференцирован-

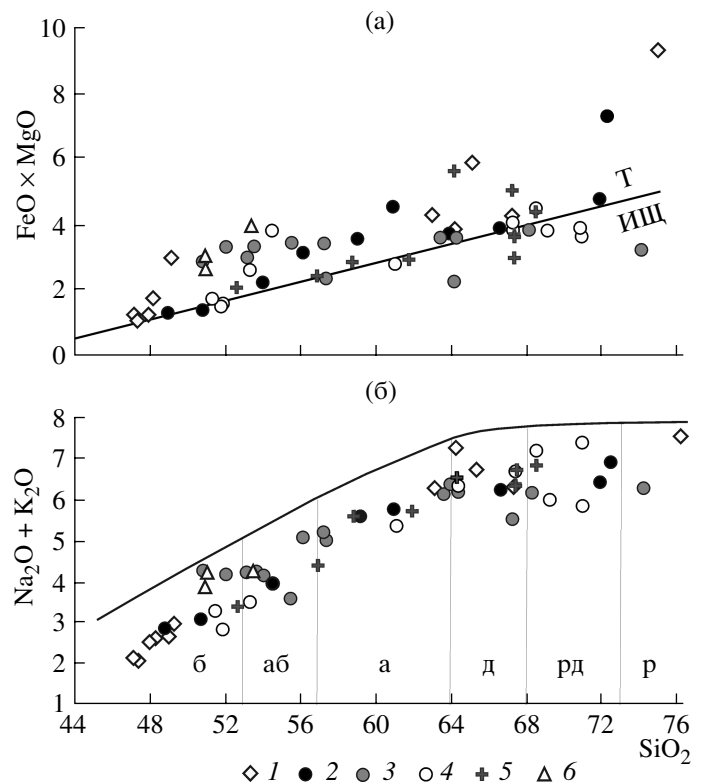


Рис. 2. Классификационные диаграммы: *a* – диаграмма Миаширо $FeO/MgO-SiO_2$ (мас. %) для вулканических пород Карымского вулканического центра. Граница раздела пород толеитовой (Т) и известково-щелочной (ИЩ) серий приведена по [37]; *б* – зависимость $(Na_2O + K_2O)-SiO_2$ (мас. %) для вулканических пород КВЦ. Граница раздела пород нормальной щелочности и субщелочных приведены по [27]. 1 – вулканические породы северного сектора КВЦ, лава и пирокластические отложения; 2–4 – вулканические породы южного сектора КВЦ; 2 – лавы докальдерного вулкана Дитмара и пирокластике кальдеры Половинка; 3 – лавы вулкана Однобокий и пирокластические отложения, связанные с одноименной кальдерой; 4 – лава и пемзы вулкана Академии Наук, тefра базальтов эксплозивных извержений в северном секторе оз. Карымское; 5 – лавы и пемзовые туфы вулкана и кальдеры Карымская; 6 – базальтоиды фундамента КВЦ, р. Жупанова, северо-западный сектор структуры. Символы: б – базальты, аб – андезибазальты, а – андезиты, д – дациты, рд – риодациты, р – риолиты.

ные ряды пород от базальтов до дацитов-риодацитов, реже риолитов. Базальты отличаются низкой магнезиальностью ($Mg^{\#}$), которая изменяется от 42–49 в оливинсодержащих базальтах до 20–30 в двупироксеновых, что указывает на их достаточно дифференцированный состав. По соотношению FeO^*/MgO (критерий Миаширо [36]) большая часть вулканических пород относится к толеитовой серии, другая приурочена к границе толеитовой и известково-щелочной серий (рис. 2а). Весь ряд пород имеет нормальный тип щелочности [27] (рис. 2б). Наиболее примитивные низкокальциевые базальты относятся к натриевой серии, базальты с умеренной

калиевостью и средне-кислые разности пород – к калиево-натриевой. Риолиты игнимбринов кальдеры Половинка (обр. № 36-02Л), экструзии верхнеплейстоценового возраста (обр. № 34-00Л) и пемзовая бомба извержения 1996 г. (обр. № К10-96) отличаются повышенным содержанием калия (3.8–4.3%) и по общей щелочности располагаются у границы с субщелочным типом пород (табл., рис. 2а). По содержанию Al_2O_3 преобладают высоко- и умеренноглиноземистые разности как среди базальтов (17.2–20.6, реже 22.6 [28]), так и средне-кислых вулканитов (от 16.4–13.5 в андезитах–риодацитах до 13.6–12.1 в риолитах). Наиболее магнезиальные базальты вулканов Стена, Малый Семячик и Дитмара относятся к низкоглиноземистым (16.1–16.8%). Анализ диаграммы Харкера показывает, что составы вулканических пород КВЦ образуют отрицательные корреляции по содержанию Al_2O_3 , CaO, MgO, FeO* и положительные – калия (рис. 3а). Распределение концентраций Na_2O , TiO_2 и P_2O_5 имеет более сложную зависимость, выраженную в увеличении содержания этих компонентов от базальтов до андезитов и уменьшение – по мере дальнейшего возрастания кремнекислотности пород. Такая зависимость для TiO_2 и P_2O_5 отражает участие в процессах фракционирования расплавов железотитанистых окислов и апатита. Снижение содержания Na_2O по мере эволюции расплава связано с возрастанием калиевости остаточного расплава на конечных стадиях кристаллизации. Наиболее примитивные толеитовые базальты вулканов Стена и Малый Семячик образуют укороченные тренды несколько дискордантные общему направлению эволюции родоначальных расплавов. Особенно это проявлено в отношении Al_2O_3 и CaO, TiO_2 , содержание которых увеличивается при незначительном возрастании SiO_2 , а затем уменьшается при снижении кремнекислотности пород. В отношении MgO и FeO* тренды в целом согласованы, но несколько смещены и имеют более крутой уклон. Эволюция состава расплава, связанная с резким изменением отношения MgO/Al_2O_3 в узком интервале SiO_2 , характерна для Малосемячикского вулканического массива и отмечена ранее (“анортозитовая тенденция” [28]). Для южного сектора и кальдеры Карымская (центральный сектор) особых закономерностей в распределении петрогенных окислов для вулканических пород разных этапов развития не отмечено. На графики нанесены фигуративные точки андезибазальтов долине р. Жупанова, непосредственно примыкающих к КВЦ (северо-западный сектор) и являющихся его неогеновым фундаментом (сторожевая свита позднеплейстоценового возраста [7]). По распределению петрогенных элементов они в целом располагаются в поле развития пород центра, но отличаются несколько повышенными содержаниями FeO, TiO_2 , P_2O_5 и K_2O и пониженными Al_2O_3 и CaO (рис. 3а, табл.).

Распределение редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) демонстрирует выраженную корреляцию с кремнекислотностью пород и их возрастом (рис. 3б, 4; табл.). С возрастанием SiO_2 увеличиваются концентрации Cs, Ba, Rb, V, Nb, Ta, Th, U, Hf, редкоземельных элементов и уменьшается Sr и элементов группы железа (Sc, Cr, Ni, Co). Эта тенденция сохраняется по мере омоложения вулканических пород. Как и в случае распределения макрокомпонентов, породы вулканов Стена и Малый Семячик образуют несколько обособленные укороченные тренды, особенно заметные в распределении Sc, Sr, Cr (рис. 3б), V (табл.). Умеренно магнезиальные базальты вулкана Дитмара (южный сектор) отличаются большей хромистостью, чем меланократовые базальты вулканов Стена и Малый Семячик (северный сектор). Эта закономерность находится в соответствии с установленными различиями в составах твердофазных включений шпинели в оливинах из базальтов различных секторов КВЦ [12].

Высокомагнезиальные толеитовые базальты вулкана Стена отличаются самой низкой (21.4–22.4) суммой РЗЭ и характеризуются субгоризонтальным спектром их распределения (нормированным к хондриту [38]) с незначительным дефицитом легких лантаноидов, что подчеркивается отношением La/Yb (1.7–2.1) (рис. 4а, табл.). Низкие концентрации РЗЭ в магнезиальных базальтах северного сектора и дефицит в них легких лантаноидов сопоставимы с таковыми для толеитов срединно-океанических хребтов (N-MORB) [12, 33, 37]. Слабая деплетированность элементами цериевой группы прослеживается и в более эволюционированных базальтах вулканов Стена и Малый Семячик. В докальдерных базальтах южного сектора КВЦ (вулкан Дитмара) этот дефицит сглаживается, а в более молодых оливинсодержащих (эксплозивные извержения в зоне субмеридионального разлома) и двупироксеновых базальтах (внутрикальдерный вулкан Однобокий) отмечается рост легких РЗЭ, а общая концентрация РЗЭ возрастает и составляет 40–66 г/т. В андезибазальтах спектр распределения редкоземельных элементов, как и их сумма, очень близки таковым в эволюционированных базальтах центра. Отмечается рост содержания элементов цериевой группы, в то время как концентрация тяжелых членов ряда остается практически постоянной (La/Yb 3.2–3.6). С увеличением кремнекислотности уже в андезитах наблюдается рост содержания как легких, так и тяжелых РЗЭ. Обращает внимание отсутствие заметного Eu-минимума в андезибазальтах и андезитах, что свидетельствует о все еще ограниченном участии плагиоклаза в процессах фракционирования расплавов на этом этапе. Неожиданно высокие концентрации РЗЭ обнаружены в двух образцах низкокремнистых андезитов (4–01Л и 10–01Л), относящихся к постройке вулкана Однобокий (рис. 4а, табл.). Лавы обнажаются на северо-запад-

Состав пород Карымского вулканического центра

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ обр.	C567	C564	C5716	C570a	456-92Л	61-92Л	19-03Л	44-92Л	C608	C576	34-00Л
SiO ₂	47.17	47.37	48.89	49.14	63	64.14	65.2	67.18	47.91	48.19	76.08
TiO ₂	0.75	0.64	0.82	0.87	1.05	0.57	0.77	0.75	0.78	0.95	0.11
Al ₂ O ₃	16.17	16.22	17.38	20.62	15.18	15.19	15.77	15.06	16.81	18.02	12.1
Fe ₂ O ₃	4.3	3.02	3.39	5.48	2.91	1.83	1.82	1.53	3.78	3.69	1.02
FeO	7.72	8.26	7	4.67	4.08	4.98	3.52	2.44	7.72	7.18	1.79
MnO	0.2	0.19	0.18	0.16	0.17	0.17	0.15	0.07	0.19	0.19	0.04
MgO	10.3	11.1	7.94	3.47	1.64	1.8	0.93	0.96	9.63	6.42	0.05
CaO	10.54	10.71	10.67	11.62	3.48	3.82	3.6	2.68	9.58	11.85	0.6
Na ₂ O	1.92	1.81	2.39	2.61	4.17	5.11	4.62	4.59	2.23	2.38	3.69
K ₂ O	0.26	0.31	0.41	0.39	2.15	2.24	2.16	1.89	0.42	0.34	3.88
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.11	0.1	0.37	0.3	0.19	0.2	0.13	0.13	0.02
LOI	0.43	0.45	0.79	0.73	1.31	0.36	1.18	2.16	0.55	0.49	0.53
Сумма	99.85	100.14	99.97	99.86	99.51	100.51	99.91	99.51	99.71	99.83	99.91
Sc	34	31	39	31	18	16	13	12	27	43	4
V	266	305	319	346	67	51	48	28	258	362	4
Cr	113	67	126	7	11	6	14	6	102	59	17
Co	57	56	45	27	7	5	5	3	53	42	2
Ni	89	72	88	8	8	6	12	3	99	36	15
Cu	97	132	146	131	21	8	22	7	75	157	25
Zn	86	80	92	79	63	80	49	55	83	91	25
Ga	15.6	15.5	19.5	20.4	16.2	16.3	13.2	14.5	17.9	20	14.9
Ge	1.1	1.1	1.2	0.9	1.4	1.2	1.4	1.5	1.1	1.3	1.4
Rb	3	2	5	2	40	37	33	41	5	4	75
Sr	307	285	396	385	299	255	258	207	349	421	87
Y	11	10	19	16	32	32	25	33	16	20	20
Zr	26	25	51	42	143	94	88	219	47	43	52
Nb	0.7	0.8	1.3	1	4.4	3.9	4	4.8	1.6	1.4	4.8
Mo	1	0.7	1	0.5	1.8	1.7	2	2.2	0.8	0.5	2.9
Sn	0.8	0.5	0.7	0.6	1	1.1	1.3	1.4	0.7	0.6	1.2
Sb	0.4	0.4	0.6	0.5	1.3	0.8	0.9	0.7	0.5	0.5	1.9
Cs	0.18	0.11	0.28	0.21	1.5	0.81	1.12	1.73	0.29	0.27	1.92
Ba	102	94	132	115	493	440	458	535	129	121	740
La	2.29	1.94	4.24	3.07	14.76	14.95	12	13.81	4.2	3.92	17.37
Ce	5.88	5.38	11.12	8.31	33.04	33.16	27.4	33.63	10.8	11.16	38.15
Pr	0.91	0.87	1.74	1.34	4.66	4.33	3.7	4.58	1.64	1.75	5.08
Nd	4.61	4.25	8.55	6.82	21.53	20.01	17.04	20.84	8.13	8.55	21.37
Sm	1.35	1.4	2.45	2.08	5.67	5.2	4.2	5.04	2.14	2.69	4.81
Eu	0.48	0.5	0.88	0.78	1.57	1.48	1.24	1.35	0.79	0.96	0.6
Gd	1.69	1.7	2.96	2.67	5.71	5.49	4.58	5.5	2.64	3.18	4.03
Tb	0.3	0.31	0.5	0.44	0.95	0.94	0.69	0.96	0.43	0.54	0.57
Dy	1.89	2	3.16	2.78	5.72	6.06	3.98	6.01	2.63	3.45	3.35
Ho	0.41	0.42	0.66	0.59	1.19	1.24	0.84	1.22	0.55	0.72	0.71
Er	1.16	1.17	1.93	1.69	3.49	3.33	2.33	3.46	1.6	2.05	1.99
Tm	0.17	0.18	0.28	0.25	0.51	0.49	0.36	0.53	0.23	0.3	0.31
Yb	1.11	1.13	1.74	1.6	3.18	3.05	2.36	3.47	1.47	1.92	2.13
Lu	0.17	0.16	0.27	0.23	0.49	0.47	0.36	0.53	0.23	0.29	0.35
Hf	0.67	0.7	1.31	1.07	3.74	2.47	2.37	5.05	1.22	1.15	2.11
Ta	0.05	0.07	0.11	0.08	0.4	0.33	0.32	0.4	0.11	0.09	0.38
W	0.09	0.07	0.11	0.06	0.48	0.74	0.59	0.53	0.27	0.07	0.65
Tl	0.02	0.02	0.04	0.03	0.19	0.13	0.1	0.33	0.04	0.04	0.25
Pb	3.46	2.3	2.59	1.78	6.24	5.45	4.82	7.33	2.16	2.33	9.17
Th	0.39	0.25	0.43	0.29	2.1	1.72	1.46	2.72	0.44	0.33	4.03
U	0.19	0.15	0.23	0.16	0.9	0.77	0.45	1.28	0.25	0.18	1.51

Таблица. Продолжение

№	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
№ обр.	21-99Л	22-99Л	20-99Л	16-99Л	6-02Л	10-03Л	18-99Л	4-01Л	10-01Л	177-92Л	24-98Л
SiO ₂	48.85	50.73	54.02	50.77	52.06	53.53	55.55	57.36	59.04	53.19	57.27
TiO ₂	0.81	0.91	1.01	1.03	0.86	1.02	1.06	0.69	0.86	1.04	1.11
Al ₂ O ₃	16.71	17.2	16.42	16.7	16	17.98	17.41	17.07	16.16	17.81	16.23
Fe ₂ O ₃	3.67	3.7	10.01	4.2	3.5	3.44	3.75	3.38	2.86	4.42	3.44
FeO	6.51	5.77	0	9.12	10.51	6.54	8.95	4.78	6.3	5.53	5.96
MnO	0.16	0.17	0.16	0.19	0.19	0.14	0.19	0.16	0.19	0.18	0.18
MgO	7.71	6.7	4.28	4.74	4.22	3.06	3.67	3.46	2.56	3.28	2.81
CaO	11.1	10.3	8.46	9.09	8.62	8.15	5.85	6.42	6.32	9.06	6.77
Na ₂ O	2.52	2.66	3.38	3.47	3.2	3.43	2.82	3.66	4.2	3.56	4.03
K ₂ O	0.4	0.52	0.88	0.84	1.06	0.85	0.9	1.44	1.44	0.72	1.21
P ₂ O ₅	0.11	0.23	0.18	0.2	0.2	0.18	0.2	0.23	0.23	0.16	0.2
LOI	1.64	1.09	1.18	0.02	0.05	1.68	0.16	1.8	0.22	0.75	0.48
Сумма	100.19	99.98	99.98	100.37	100.47	100	100.51	100.45	100.38	99.7	99.69
Sc	36	35	28	35	32	29	45	18	20	31	26
V	262	279	262	320	296	298	437	90	99	271	235
Cr	244	160	52	17	63	26	62	10	59	62	24
Co	38	38	24	29	26	24	36	11	13	27	24
Ni	74	59	26	16	22	26	18	14	8	18	15
Cu	124	149	114	144	149	30	142	27	44	147	69
Zn	66	70	67	87	74	82	94	79	87	76	74
Ga	15.9	19.1	16.2	20.3	18.4	18.7	22.1	15.7	16.9	18.8	18.1
Ge	1.1	1.3	1.2	1.5	1.4	1.1	1.6	1.3	1.4	1.3	1.4
Rb	5	7	12	9	13	11	6	24	25	6	9
Sr	339	402	344	408	375	445	484	250	257	401	344
Y	15	17	21	24	23	20	17	38	38	17	22
Zr	47	56	83	64	84	93	56	157	178	71	89
Nb	1.6	1.9	2.1	1.9	2.3	1.8	1.2	3.6	4.2	1.6	2.3
Mo	0.9	1	1.4	1	1.8	1.6	0.7	2.2	2	1.2	1.6
Sn	0.4	1	1.3	0.5	0.5	0.8	0.4	1.7	1.2	1.1	1.1
Sb	1.8	1.3	1.8	1.3	2	1.7	1.6	1.6	2	1.5	2.7
Cs	0.35	0.3	0.3	0.33	0.8	0.32	0.3	0.71	0.62	0.19	0.35
Ba	118	126	175	202	220	180	153	337	382	190	251
La	5.66	5.27	7.88	8.04	9.25	9.46	5.49	16.88	16.9	5.47	6.69
Ce	13.56	12.72	19.25	19.81	21.74	22.76	14.83	39.03	39.48	14.83	16.87
Pr	1.81	1.84	2.73	2.65	2.82	3	2.13	5.1	5.23	2.13	2.34
Nd	8.21	8.48	12.51	11.98	13.57	13.48	10.72	22.58	23.86	10.23	10.26
Sm	2.2	2.3	3.31	3.1	3.46	3.46	3.08	6.33	6.39	3.08	2.73
Eu	0.75	0.79	1.11	1.1	1.18	1.18	1.01	1.61	1.67	1.09	0.95
Gd	2.51	2.55	3.45	3.53	3.74	3.6	3.15	6.38	6.84	3.49	3.19
Tb	0.43	0.41	0.58	0.57	0.6	0.58	0.52	1.04	1.02	0.58	0.52
Dy	2.54	2.61	3.55	3.61	3.56	3.61	3.08	6.13	6.1	3.45	3.34
Ho	0.53	0.54	0.73	0.72	0.75	0.73	0.65	1.27	1.21	0.67	0.68
Er	1.51	1.48	2.01	2.17	2.17	1.91	1.76	3.58	3.68	1.85	1.93
Tm	0.22	0.22	0.29	0.33	0.33	0.28	0.25	0.54	0.55	0.28	0.28
Yb	1.44	1.4	1.73	2.17	2.12	1.83	1.61	3.3	3.37	1.84	1.87
Lu	0.22	0.22	0.25	0.31	0.32	0.28	0.25	0.49	0.47	0.28	0.28
Hf	1.37	1.55	2.2	1.9	2.34	2.41	1.59	4.15	4.49	1.81	2.23
Ta	0.14	0.18	0.16	0.16	0.17	0.14	0.13	0.24	0.24	0.13	0.19
W	0.7	0.76	1.63	0.53	1.22	0.6	0.32	0.91	0.89	0.74	1.18
Tl	0.04	0.03	0.05	0.05	0.08	0.05	0.02	0.13	0.13	0.03	0.05
Pb	1.57	2.36	3.18	3.24	4.66	3.74	2.73	5.77	8.49	2.64	4.12
Th	0.84	0.63	1.2	1.05	1.29	0.81	0.64	2.13	2.46	0.64	1
U	0.26	0.29	0.42	0.51	0.65	0.48	0.27	1.1	1.32	0.27	0.46

Таблица. Продолжение

№	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
№ обр.	256-99Л	27-99Л	К44а-00	23-98Л	К20-01	К506-00	36-02Л	К69-00	53-02Л	36п-02Л	8-98Л	К27-96
SiO ₂	56.12	60.91	63.5	63.83	64.22	66.64	67.25	68.2	71.9	72.36	74.14	51.36
TiO ₂	0.98	0.91	0.64	0.59	0.53	0.51	0.57	0.46	0.3	0.26	0.14	0.89
Al ₂ O ₃	16.21	15.98	16.17	15.32	16.4	15.82	15.53	14.35	13.64	12.68	13.11	19.43
Fe ₂ O ₃	4.19	2.65	1.94	1.45	1.38	1.79	1.83	1.82	1.45	1.2	0.23	1.99
FeO	6.42	5.32	2.53	2.81	2.45	2.63	2.59	1.87	2.16	1.58	1	6.99
MnO	0.19	0.16	0.19	0.12	0.19	0.11	0.16	0.13	0.16	0.15	0.14	0.12
MgO	3.34	1.76	1.24	1.15	1.7	1.14	1.16	0.96	0.76	0.38	0.38	5.1
CaO	6.68	4.92	3.42	3.69	3.12	3.02	3.88	2.72	2.41	2.27	1.06	9.94
Na ₂ O	3.86	4.46	3.99	4.57	3.87	3.9	4.04	3.66	3.74	3.34	3.46	2.58
K ₂ O	1.32	1.42	2.2	1.86	2.46	2.44	1.54	2.58	2.8	3.67	2.88	0.84
P ₂ O ₅	0.28	0.2	0.13	0.13	0.24	0.11	0.15	0.06	0.04	0.03	0.03	0.13
LOI	0.8	1.24	4.32	4.45	3.56	2.2	1.44	3.45	0.64	2.3	3.46	0.19
Сумма	100.39	99.96	100.27	99.97	100.12	100.31	100.14	100.26	100	100.22	100.03	99.56
Sc	25	21	11	11	12	9	7	7	4	2	3	26
V	156	105	44	43	57	47	48	32	16	11	4	222
Cr	26	7	3	20	23	2	17	8	16	29	12	97
Co	18	12	5	7	8	5	7	4	4	4	2	25
Ni	25	6	6	15	11	6	22	5	14	29	15	43
Cu	83	42	30	37	90	20	43	33	18	36	23	105
Zn	69	81	39	53	62	38	41	35	29	15	35	142
Ga	16	19.3	13	14.4	16.7	13.5	14.8	12.4	12.5	11.2	14.9	17.4
Ge	1.3	1.4	1.3	1.3	1.5	1.2	1.2	1.2	1.3	1.6	1.4	1
Rb	16	17	31	25	39	29	28	34	47	67	51	8
Sr	338	276	188	204	261	220	223	183	167	106	96	442
Y	22	27	26	25	28	22	17	22	14	9	23	16
Zr	95	132	159	128	184	117	71	170	99	81	126	58
Nb	2.8	3.1	4.2	3.7	4.3	4	3.2	4.2	3.2	3.2	4.9	1.8
Mo	3.9	1.4	2	2.7	2.6	2.1	2.9	2.9	2.9	4.1	3.5	1.7
Sn	1.9	2.1	1.6	2.3	2	1.2	1.6	1.4	1.7	1.1	2.5	1.4
Sb	1.3	0.6	0.5	1.4	1.2	0.4	1.3	1	1.3	1.6	0.9	1.7
Cs	1.1	0.99	1.35	1.44	1.43	1.22	1.26	1.8	2.02	2.47	1.85	0.33
Ba	282	329	396	376	491	432	342	494	577	696	604	177
La	9.24	9.52	10.62	10.16	12.16	11.47	10.87	11.4	11.14	10.85	14.02	6.63
Ce	22.92	23.44	25.33	23.69	28.11	25.65	24.92	25.87	23.51	20.17	29.93	16.37
Pr	3.16	3.35	3.37	3.21	3.7	3.31	3.22	3.27	3.01	2.26	3.73	2.22
Nd	14.64	15.19	15.8	14.12	15.82	14.87	13.88	14.03	12.28	8.42	16	9.76
Sm	3.83	4.05	4.28	4.09	3.54	3.88	3.34	3.53	2.62	1.6	3.98	2.31
Eu	1.33	1.35	1.02	0.92	0.84	0.84	0.89	0.81	0.54	0.23	0.55	0.77
Gd	4.24	4.57	4.09	4.13	3.39	3.93	3.45	3.37	2.27	1.45	3.66	2.26
Tb	0.7	0.78	0.63	0.7	0.57	0.61	0.5	0.55	0.37	0.23	0.57	0.38
Dy	4.5	4.98	4.04	4.02	3.88	3.61	3.02	3.65	2.35	1.44	3.32	2.35
Ho	1.02	0.99	0.91	0.87	0.89	0.78	0.64	0.83	0.51	0.3	0.73	0.5
Er	2.88	2.69	2.61	2.69	2.57	2.28	1.78	2.59	1.5	0.91	2.25	1.37
Tm	0.43	0.41	0.43	0.42	0.38	0.36	0.27	0.42	0.23	0.15	0.37	0.23
Yb	2.86	2.73	2.84	2.77	2.7	2.47	1.8	2.84	1.58	1.06	2.57	1.44
Lu	0.41	0.41	0.41	0.43	0.43	0.39	0.28	0.43	0.24	0.19	0.45	0.21
Hf	2.46	3.24	4.27	3.42	4.43	3.03	2.2	4.42	2.91	1.93	3.52	1.59
Ta	0.22	0.23	0.33	0.29	0.36	0.33	0.28	0.35	0.33	0.33	0.41	0.16
W	0.93	0.86	0.43	1.61	0.65	0.42	1.34	0.82	1.49	1	0.97	0.77
Tl	0.09	0.17	0.31	0.21	0.28	0.25	0.25	0.3	0.44	0.27	0.41	0.06
Pb	4.42	6.03	6.85	5.12	7.54	5.16	4.27	7.17	5.67	5.51	7.76	1.96
Th	1.48	1.58	2.42	2.28	2.75	2.46	2.53	2.71	3.15	3.33	3.61	0.82
U	0.69	0.73	1.27	1.05	1.43	1.14	0.87	1.41	1.37	1.78	1.73	0.44

Таблица. Продолжение

№	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
№ обр.	К13-97	К49а-00	17-01Л	К3-97	К6-97	К10-97	К236-00	ОК-05	К10-96	К30-97	К10-05
SiO ₂	51.84	53.22	54.5	61.04	64.24	67.27	69.16	68.52	70.9	70.97	52.61
TiO ₂	0.55	1.07	1.13	0.81	0.72	0.61	0.43	0.56	0.45	0.45	0.76
Al ₂ O ₃	16.25	18.83	16.85	16.3	15.7	15.47	14.35	15.7	14.56	13.46	18.9
Fe ₂ O ₃	3.02	4.33	3.94	2.97	1.93	1.96	1.26	2.1	1.11	1.6	3.92
FeO	6.99	5.35	6.94	3.88	3.02	2.44	1.94	1.99	1.86	2.01	4.76
MnO	0.15	0.2	0.24	0.15	0.16	0.1	0.16	0.11	0.06	0.08	0.15
MgO	6.38	3.72	2.85	2.44	1.36	1.08	0.84	0.9	0.76	0.99	4.3
CaO	10.52	8.46	8.75	5.22	3.94	3.55	1.76	3.1	1.7	2.76	10.2
Na ₂ O	2.3	2.75	3.13	4.02	4.62	4.64	3.66	5.21	3.23	3.17	2.81
K ₂ O	0.68	0.85	0.96	1.5	1.9	2.11	2.46	2.11	4.31	2.83	0.62
P ₂ O ₅	0.1	0.14	0.19	0.24	0.19	0.13	0.06	0.16	0.07	0.16	0.15
LOI	1.12	0.8	0.18	1.26	2.07	0.53	3.8	0.11	0.74	1.66	0.88
Сумма	99.9	99.72	99.66	99.83	99.85	99.89	99.88	100.57	99.75	100.14	100.06
Sc	31	33	30	19	15	14	8	15	8	12	26
V	218	277	235	124	58	59	31	59	28	85	224
Cr	124	18	28	30	9	10	8	2	4	20	41
Co	27	25	24	15	8	8	5	7	3	8	26
Ni	41	11	22	31	5	9	8	1	3	11	15
Cu	104	167	99	73	21	28	36	21	13	62	79
Zn	74	80	91	89	71	43	42	66	39	28	65
Ga	21.5	22.2	19.7	18.9	15.7	17.4	12.9	17.8	13.3	16.2	17.5
Ge	1.3	1.4	1.4	1.4	1.4	1.5	1.4	1.8	0.9	1.2	1.5
Rb	10	13	16	20	23	26	35	30	83	29	9
Sr	519	430	346	366	247	215	148	258	156	271	436
Y	16	20	21	28	30	28	24	33	33	24	17
Zr	66	86	98	113	138	165	137	203	124	119	66
Nb	1.8	1.9	2.5	3.1	4.1	3.8	3.7	4.4	4.5	6.5	2
Mo	1.2	1	2.5	2.3	1.8	1.6	2.7	1.7	3.6	6.9	0.8
Sn	0.9	0	1.9	1.5	1.2	1.5	1.3	1.3	2	1.3	0.9
Sb	1.9	1.6	2	2.1	0.7	1	1.2	0.9	1.6	0.2	0.5
Cs	0.37	0.72	0.84	4.57	1.35	1.31	1.6	0.93	0.63	0.62	0.27
Ba	186	223	272	352	420	417	446	546	625	578	166
La	6.75	7.97	9.02	12.63	11.33	11.71	12.45	11.68	15.34	15.25	5.81
Ce	15.62	19.78	21.69	28.47	29.53	26.26	28.63	28.14	37.3	34.98	14.65
Pr	2.17	2.62	2.87	3.7	4.09	3.56	3.71	3.92	5.17	4.73	2.1
Nd	9.68	11.46	13.05	15.92	17.83	15.56	15.64	18.1	22.15	19.87	9.5
Sm	2.31	2.99	3.18	3.86	4.5	3.88	3.28	4.63	5.11	4.8	2.73
Eu	0.75	0.99	1.08	1.25	1.33	1.08	0.7	1.38	0.76	0.84	0.91
Gd	2.33	3.1	3.57	3.99	4.49	4.48	3.7	4.67	4.86	4.19	2.76
Tb	0.4	0.51	0.58	0.67	0.76	0.72	0.62	0.79	0.8	0.66	0.47
Dy	2.54	3.3	3.7	4.16	5.16	4.47	4.06	4.87	5.02	4.05	3
Ho	0.52	0.7	0.78	0.88	1.12	0.95	0.83	1.05	1.11	0.82	0.61
Er	1.45	1.96	2.21	2.58	3.36	2.73	2.49	2.99	3.23	2.35	1.7
Tm	0.21	0.3	0.33	0.4	0.51	0.42	0.39	0.47	0.49	0.34	0.25
Yb	1.34	1.9	2.09	2.6	3.3	2.96	2.62	3.06	3.16	2.28	1.62
Lu	0.21	0.29	0.31	0.38	0.48	0.4	0.43	0.47	0.5	0.34	0.24
Hf	1.75	2.06	2.28	3.03	3.52	4.3	3.77	4.95	4.27	3.99	1.88
Ta	0.19	0.16	0.24	0.22	0.33	0.3	0.3	0.32	0.36	0.41	0.16
W	0.92	0.4	1.19	1.37	0.52	0.53	0.43	0.47	0.26	0.44	0.09
Tl	0.05	0.06	0.12	0.12	0.19	0.1	0.29	0.35	0.63	0.29	0.03
Pb	2.87	4.19	5.29	3.94	6.21	5.58	7.7	10.24	13.11	3.84	2.73
Th	0.9	1.02	1.41	1.55	2.02	2.19	2.69	1.76	2.87	3.14	0.68
U	0.47	0.55	0.57	0.87	1.03	1.14	1.45	1.06	1.7	1.43	0.36

Таблица. Продолжение

№	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55
№ обр.	К9-02	К7а-05	К1-05	К4-05	К8-05	К7-04	К6-05	22-00Л	5-00Л	1-00Л
SiO ₂	58.77	56.89	67.29	67.33	67.36	67.36	68.47	50.9	50.95	53.39
TiO ₂	1.12	0.91	0.49	0.55	0.52	0.57	0.47	0.98	1.22	1.34
Al ₂ O ₃	16.1	16.7	14.5	14.61	14.7	13.9	14.06	16.8	18.6	14.6
Fe ₂ O ₃	2.24	4.79	0.13	1.34	1.87	1.68	1.15	1.85	4.88	3.04
FeO	7.54	3.53	4.39	2.53	1.83	2.18	2.84	11.49	5.79	10.87
MnO	0.19	0.14	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.17	0.14	0.2
MgO	2.16	3.5	0.9	1.09	1	1.3	0.8	5.1	3.5	3.6
CaO	5.83	7.3	3.2	3.29	3	3.1	2.7	8.5	9.1	7.1
Na ₂ O	4.37	3.45	4.19	4.53	3.99	4.28	4.49	2.9	3.2	3.05
K ₂ O	1.27	1.06	2.22	2.28	2.4	2.33	2.44	0.97	1.06	1.24
P ₂ O ₅	0.24	0.16	0.11	0.09	0.12	0.18	0.09	0.2	0.26	0.28
LOI	0.1	1.37	2.55	2.31	2.71	2.58	2.47	0.12	0.79	0.64
Сумма	99.93	99.8	100.05	100	99.58	99.54	100.05	99.98	99.49	99.35
Sc	0	27	11	11	12	11	10	26	26	36
V	182	235	69	78	0.71	65	60	255	332	367
Cr	27	23	11	5	9	9	5	61	55	35
Co	18	16	9	5	5	6	5	31	28	30
Ni	7	11	7	3	7	7	10	40	24	23
Cu	73	22	39	15	229	21	19	133	158	244
Zn	100	115	49	32	68	46	47	82	80	92
Ga	18.1	16.5	16	14.2	14.3	14.7	12.8	15.9	18.7	18.3
Ge	1.9	1.4	1.6	1.3	1.4	1.3	1.2	1.1	1.1	1.3
Rb	19	15	39	29	36	35	35	15	19	21
Sr	394	364	251	217	231	224	207	341	439	366
Y	29	19	25	22	24	25	23	22	25	28
Zr	129	94	188	177	193	191	180	88	117	114
Nb	3.8	2.3	4.4	3.4	3.8	4.1	3.3	2.4	6.4	3.1
Mo	1.4	1.5	2.8	2.1	2.5	2.8	2.4	1.9	2.9	2.7
Sn	1.4	0.8	1.2	0.7	0.7	1.2	1.2	0.9	0.4	1.5
Sb	0.4	0.2	0.6	0.5	0.8	0.8	0.7	2	1.6	1.7
Cs	0.42	0.62	1.41	1.17	1.37	1.45	1.28	0.66	0.57	0.77
Ba	366	260	490	405	480	507	454	223	211	272
La	11.1	8.8	11.58	10.34	13.03	14.47	11.18	9.34	12.99	12.74
Ce	27.22	19.87	26.81	22.98	29.26	32.58	24.99	21.67	31.51	30.57
Pr	3.86	2.58	3.54	3.03	3.86	4.16	3.23	2.98	4.13	4.12
Nd	17.76	11.39	15.43	12.89	16.07	16.99	13.37	13.7	18.95	18.06
Sm	4.4	2.89	3.68	3.18	3.59	3.71	3.16	3.72	4.63	4.92
Eu	1.48	0.95	0.86	0.87	0.83	0.77	0.85	1.19	1.44	1.55
Gd	4.58	3.11	3.93	3.31	3.9	3.78	3.55	3.72	4.53	5.29
Tb	0.74	0.5	0.66	0.53	0.61	0.61	0.57	0.62	0.7	0.87
Dy	4.68	3.11	4.24	3.26	3.84	3.84	3.52	3.91	4.36	5.45
Ho	0.99	0.66	0.9	0.71	0.8	0.83	0.74	0.79	0.86	1.11
Er	2.9	1.86	2.5	2.02	2.26	2.34	2.08	2.14	2.3	2.92
Tm	0.44	0.29	0.37	0.31	0.35	0.36	0.32	0.31	0.34	0.43
Yb	2.86	1.88	2.42	1.99	2.28	2.34	2.09	2.01	2.08	2.7
Lu	0.46	0.29	0.38	0.31	0.36	0.36	0.33	0.29	0.31	0.4
Hf	3.02	2.56	4.56	3.99	4.6	4.8	4.25	2.37	2.93	2.84
Ta	0.26	0.19	0.38	0.27	0.32	0.27	0.27	0.18	0.41	0.22
W	1.08	0.23	0.41	0.53	0.47	0.59	0.5	1.61	0.58	1.23
Tl	0	0.15	0.52	0.23	0.22	0.18	0.13	0.06	0.01	0.07
Pb	4.32	4.02	9.98	6.35	4.63	7.47	6.52	3.94	2.5	3.81

Таблица. Окончание

№	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55
№ обр.	K9-02	K7a-05	K1-05	K4-05	K8-05	K7-04	K6-05	22-00Л	5-00Л	1-00Л
Tb	1.02	0.98	2.6	1.77	2.16	2.22	1.88	1.26	1.35	1.36
U	0.75	0.57	1.3	1.13	1.2	1.37	1.14	0.61	0.73	0.75

Примечание 1–11 – северный сектор КВЦ; 1–4, 9–10 – базальты докальдерных вулканов Стена (1–2) и Прибрежный Южный (3–4), (N_2-O_1); внутрикальдерных вулканов Палео-Семячик (10), O_{3-4} и Малый Семячик (9), O_4 , образцы О.Б. Селянгина; 5–8 – игнимбри-ты кальдер Стена-Соболиная, O_2 андезиты, дациты; 11 – экструзия, моногенный аппарат, южнее вулкана Соболиный, O_3 риодацит. 12–52 – южный сектор КВЦ; 12–14 – базальты, андезибазальты, андезиты внутрикальдерного вулкана Однобокий, O_3 ; 23–33 – пирокластические отложения: кальдера Половинка, O_2 ; бомбовые туфы, андезибазальт (23) пемзовые туфы, дациты, риодациты (29, 32), игнимбри-ты (24, 31); кальдера Однобокая, O_3 ; пемзовые туфы (25–28, 30), игнимбри-ты (33); 34–37 – тефра базальтов, андезибазальтов субаэральных извержений верхнеплейстоцен-голоценового возраста (35–37) и 1996 г. (34). (38–40 – лавы и пемзовые туфы (41) вулкана Академии Наук, O_{3-4} , ОК-05 – экструзия на дне оз. Карымское, O_{3-4} , образец А.Б. Белоусова, 43–44 – пемзовые бомбы, риодацит, извержение 1996 г.; 45–52 – центральный сектор КВЦ; 45 – дайка базальта в северо-западном борту кальдера Карымская O_4 ; 46 – андезит вулкана Пра-Карымский, O_{3-4} ; 47–52 – пемзовые туфы кальдера Карымская, O_4 , риодациты, дациты (47 – ювени-альный обломок шлаков андезибазальтового состава в пемзовых туфах); 53–55 – базальтоиды фундамента КВЦ, верхний плиоцен, р. Жупанова, северо-западный сектор КВЦ, (N_2).

ном склоне борта кальдеры Половинка в верховьях р. Правой Кедровой (рис. 1) и в геологическом отношении считаются молодыми потоками этого вулкана, вложенными в долину реки. При обычном для андезитов КВЦ содержании петрогенных компонентов концентрации редких земель в них (114.3–116.8 г/т) сопоставимы с таковыми в базальтоидах фундамента (97.6–101.4) и превышают значение этого показателя в наиболее кислых вулканических породах КВЦ. Для них характерен выраженный Eu и Ti минимумы.

Спектры распределения РЗЭ в вулканиках кислого состава южного и северного секторов КВЦ, при схожем их характере, отличаются в деталях (рис. 4а). Геохимической особенностью спектров дацитовых и риодацитовых игнимбри-тов является разная степень обогащения их La по отношению к Yb, что фиксируется более низкими значениями La/Yb (4–5.1) отношения в пирокластике северного сектора в сравнении с таковыми в пирокластике аналогичного состава в южном секторе (La/Yb 4.5–7.1). В андезидацитах впервые проявляется европиевый минимум, глубина которого увеличивается к риодацитам. Распределение РЗЭ в риодацитовой пемзовой бомбе с повышенной щелочностью извержение 1996 г. (обр. K10–96) ближе к спектрам пемзовых туфов кальдеры Однобокая. В наиболее эволюционированных разностях, риолитах (обр. 34–00Л и 36п–02Л), отличающихся одинаковой минеральной ассоциацией (Pl-Q-Bi), La/Yb отношения составляют 8.2 и 10.2, соответственно. Наиболее глубокий европиевый минимум и значительная деплетированность тяжелыми элементами, отмеченная в риолитовых туфах кальдеры Половинка, может быть связана с одновременным фракционированием плагиоклаза и темноцветных минералов, главным образом пироксена и амфибола [3]. Разная степень фракционирования легких и тяжелых РЗЭ, входящих в состав этих минералов, в кислых поро-

дах северного и южного секторов находит отражение и в суммарных их концентрациях – 81–102, против 50–82 г/т, соответственно.

Кривые распределения гигромагматофильных элементов в породах КВЦ, нормированных к примитивной мантии (рис. 4б), имеют схожую конфигурацию с выраженными Nb и Ta минимумами и отчетливыми максимумами в распределении флюид-мобильных литофильных элементов (Ba, K, Rb и Sr), что характерно для магм островодужных геодинамических обстановок, в процессе магмообразования которых принимали участие надсубдукционные флюиды [33, 37]. Y минимум в наиболее магнезиальных базальтах вулкана Стена, наряду с низким уровнем содержания в них тяжелых РЗЭ, может свидетельствовать о гарцбургитовом рестите первичных расплавов и высоких степенях плавления мантии [32]. Отмечается возрастание содержания большей части некогерентных микроэлементов от наиболее древних примитивных базальтов вулканов Стена и Малый Семячик к более молодым и эволюционированным базальтам, андезибазальтам и андезитам южного сектора КВЦ. В андезитах с повышенным содержанием микроэлементов (верховья р. Правой Кедровой) проявляется инверсия в содержании Sr; для них также характерны значительно повышенные по отношению к другим андезитам КВЦ содержания высокочарядных элементов Zr, Hf, Nb (88–117, 2.4–2.9 и 3.6–4.2, соответственно) и глубокий титановый минимум.

Характер распределения гигромагматофильных элементов для дацитов-риолитов КВЦ в общем повторяют распределение их для базальтов. Сохраняются и увеличиваются максимумы K и Rb; по Ba и Sr они исчезают, в то же время, отчетливо проявляется деплетированность кислых расплавов в отношении R, Ti, Eu, что связано с участием в процессах фракционирования аксессуарных минералов и плагиоклаза.

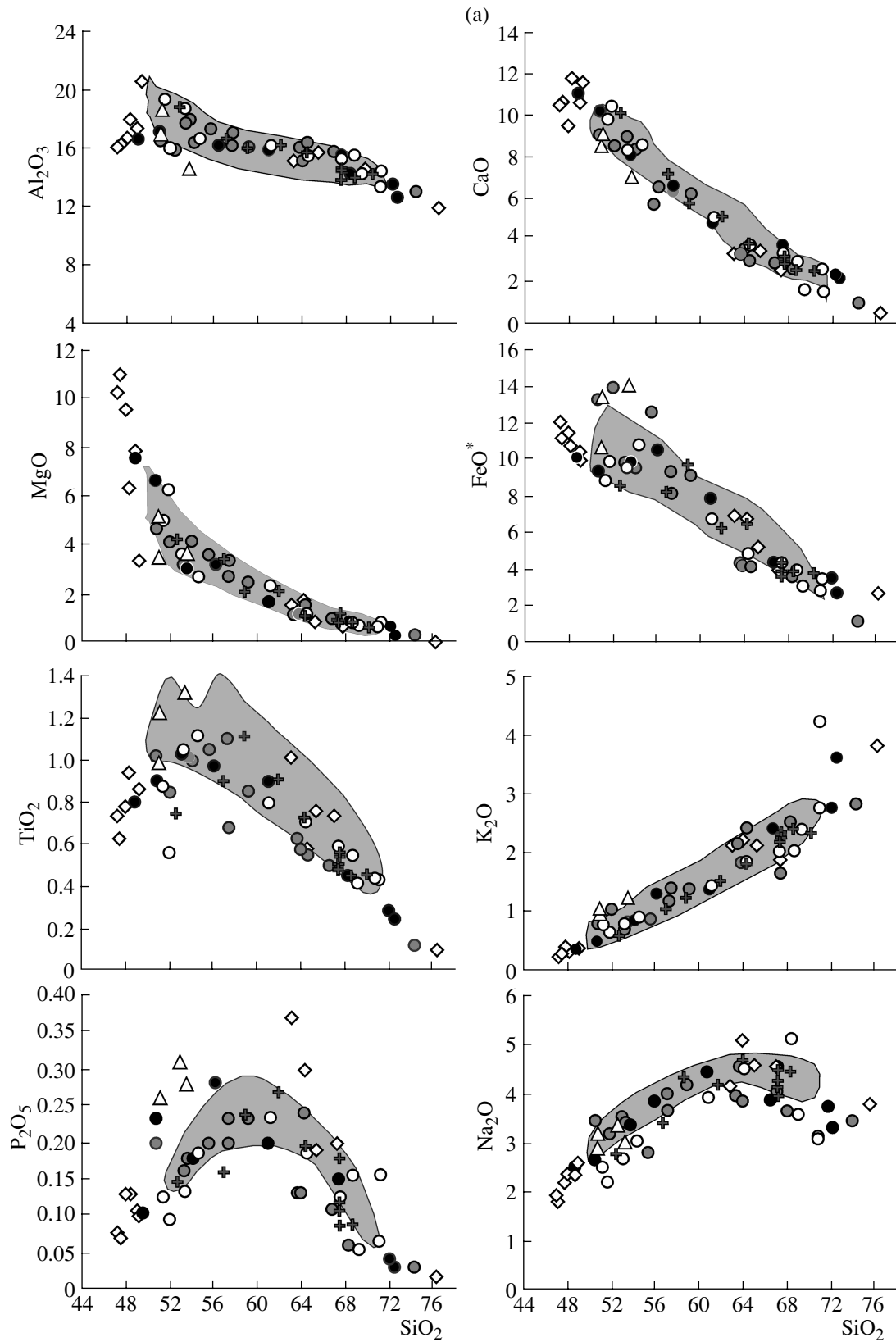


Рис. 3. Диаграммы концентраций петрогенных компонентов (а) и редких элементов (б) в зависимости от содержания SiO_2 (мас. %). Условные обозначения см. на рис. 2. Затенено поле составов пород Узон-Гейзерной вулcano-тектонической депрессии [11]. В (б) цифрами показаны предельные концентрации микроэлементов.

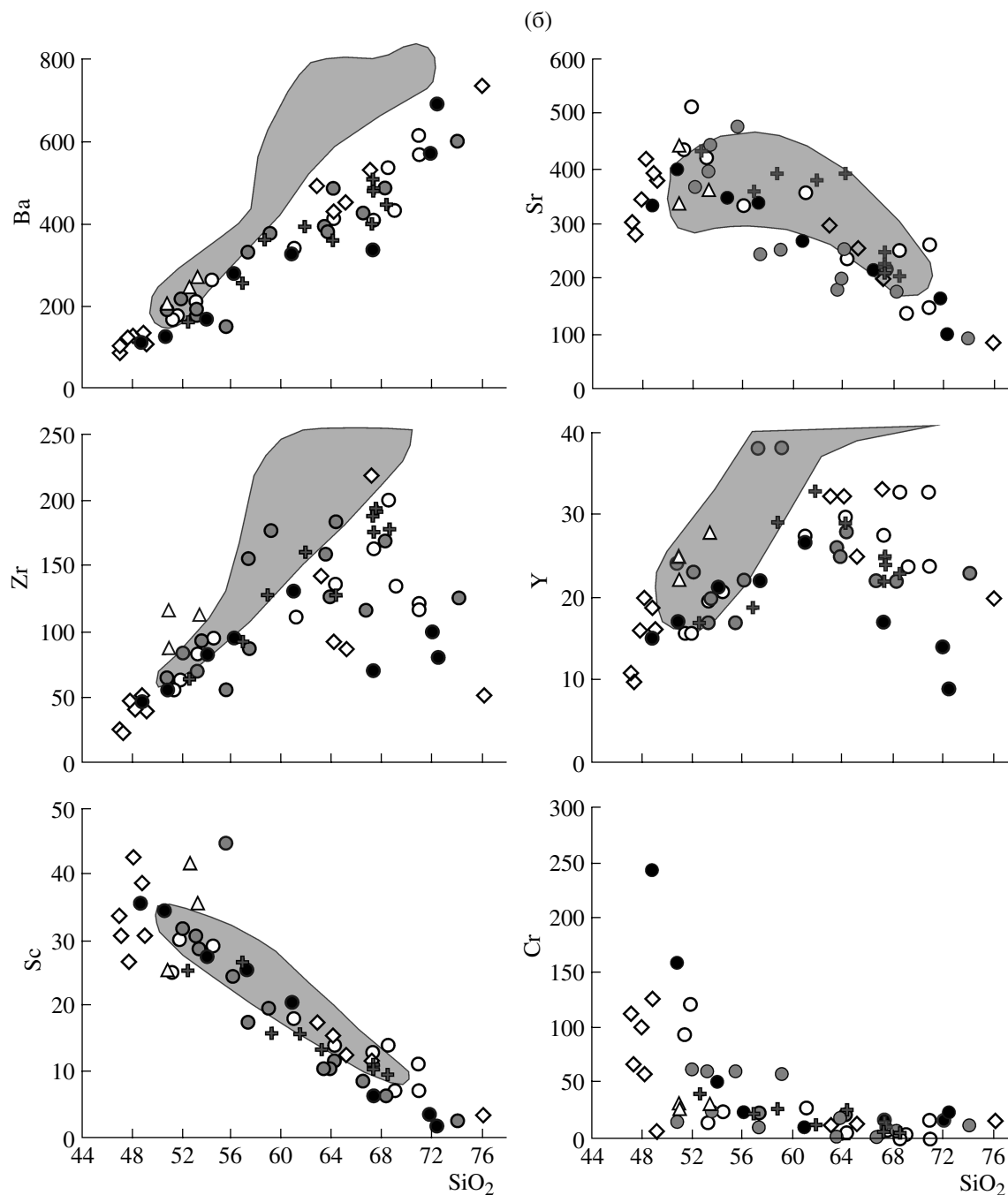


Fig. 3. Contd.

Базальты и андезибазальты фундамента, вскрывающиеся в бортах р. Жупанова (северо-западный сектор структуры), обогащены РЗЭ, крупноионными (Rb, Ba, K, Pb) и высокозарядными (Zr, Hf) литофильными элементами и в них также фиксируется Nb-Ta и Ti минимумы (рис. 4). Общая концентрация РЗЭ в них изменяется в пределах 76–101.4, против 59.4–66.0 г/т в двупироксеновых базальтоидах вулкана Однобокий.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Близость конфигураций графиков распределения микрокомпонентов вулканических пород КВЦ, несмотря на разброс концентраций редких и РЗ элементов в широком диапазоне составов для разновозрастных пород, свидетельствует о едином источнике первичных расплавов, которые эволюционировали на каждом этапе развития района. Ритмичность процессов вулканизма, начиная с

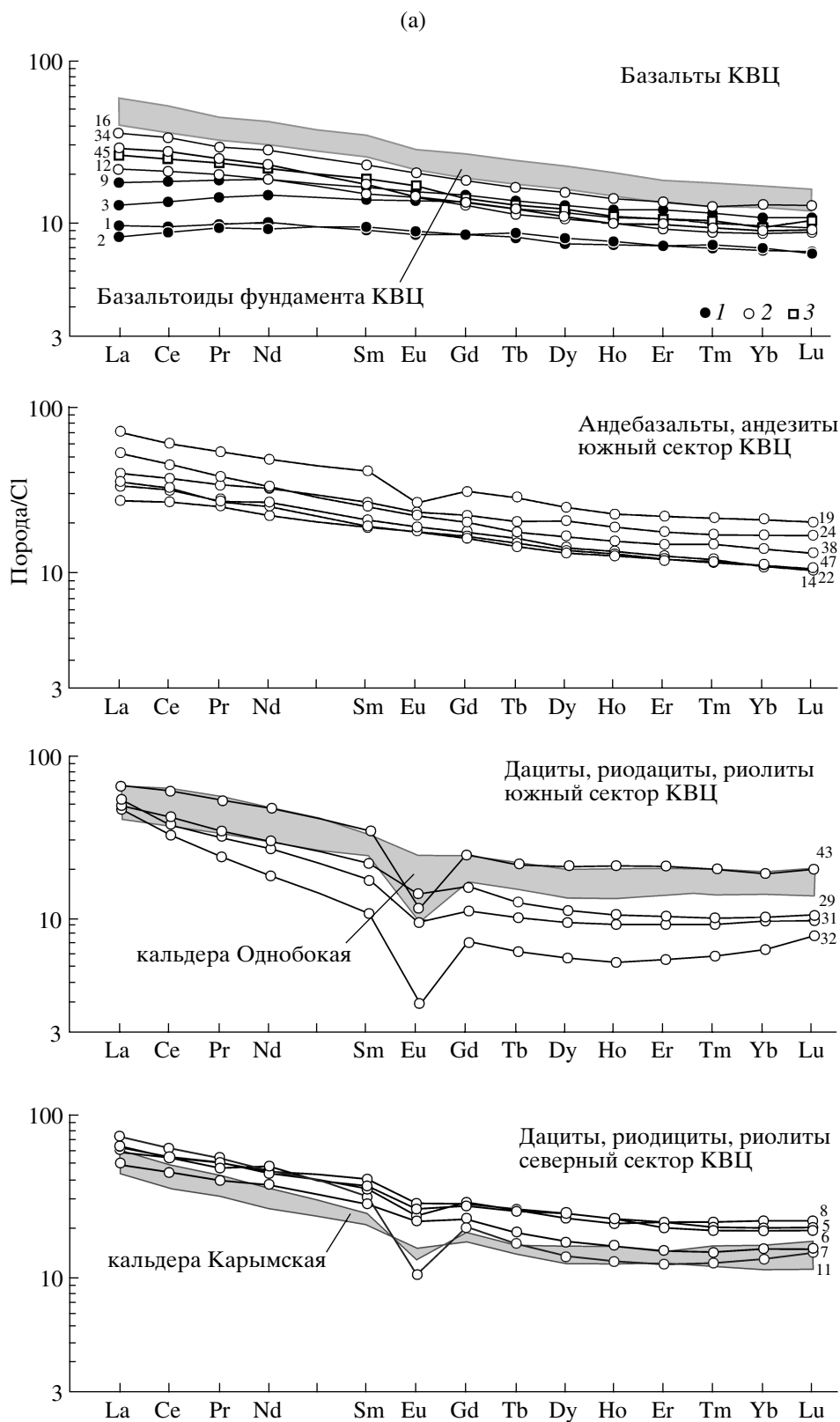


Рис. 4. Геохимия редких и редкоземельных элементов в вулканических породах Карымского вулканического центра: *a* – спектры распределения редкоземельных элементов, нормированных к углестому хондриту [38]; *б* – графики распределения содержания микроэлементов, нормированных к примитивной мантии [38]; 1 – базальты северного, 2 – южного, 3 – центрального секторов. Цифрами обозначены порядковые номера анализов в таблице.

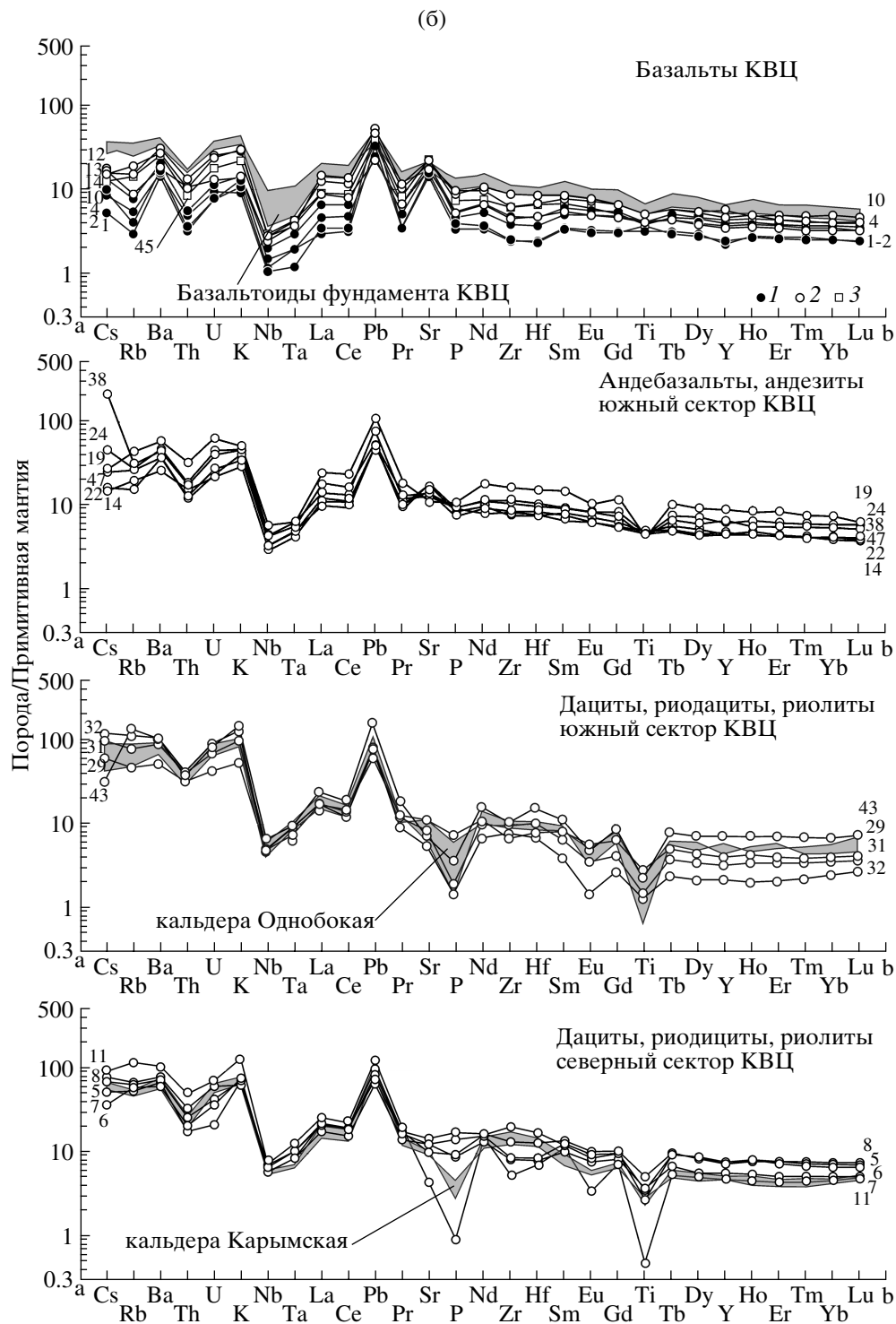


Fig. 4. Contd.

плиоцен-нижнечетвертичного периода до настоящего времени включительно, бимодальный характер распределения составов минералов и проявление в некоторых из них обратной зональности в породах средне-кислого состава, указывает на

существование в нижней коре (а возможно и в верхней мантии) источника длительной магматической активности [9, 10, 21]. Все породы характеризуются надсубдукционным типом распределения микроэлементов с Nb-Ta минимумом и повышенными

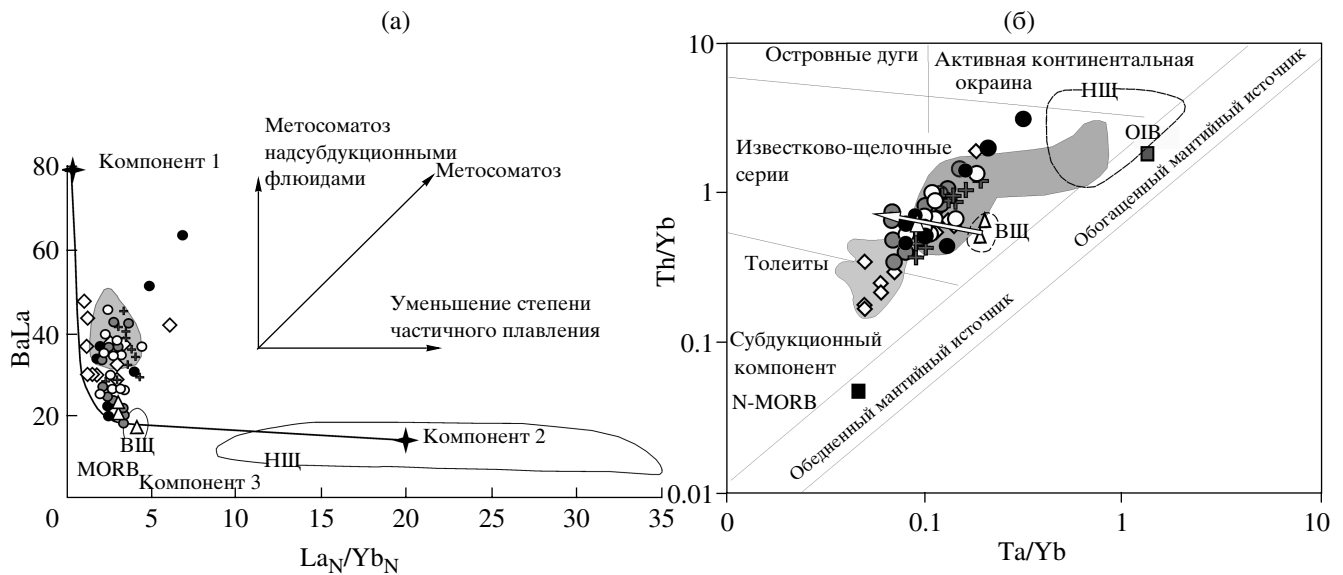


Рис. 5. Дискриминантные диаграммы для вулканических пород КВЦ: *a* – вариации отношений $Ba/La-La_N/Yb_N$ Компонент 1: $Ba/La = 80$, $La_N/Yb_N = 0.5$; компонент 2: $Ba/La = 15$, $La_N/Yb_N = 20$; компонент 3: деплетированные составы, включая N-MORB; линия, соединяющая компоненты 1 и 2 – линия смешения островодужного и внутриплитного источника. Векторами показаны направления процессов. НЩ – поле базальтов нижнещепинской свиты (внутриплитного типа), р. Левая Жупанова [6], ВЩ – поле базальтов верхнещепинской свиты (окраинно-континентального типа), там же. Поле серого цвета – отношения $Ba/La-La_N/Yb_N$ в вулканических породах Узон-Гейзерной вулcano-тектонической депрессии [11]. La/Yb_N – отношение нормированных по хондриту [38] La и Yb ; *b* – вариации отношений $Th/Yb-Ta/Yb$. Поля: светло-серое – базальты северной части Восточного вулканического пояса Камчатки и Центрально-Камчатской депрессии по [32], серое – базальты срединного хребта, там же. НЩ и ВЩ – то же, что и на *a*; стрелка – тренд, объединяющий верхнещепинские базальты, базальтоиды переходного типа на р. Жупанова, базальты вулкана Однобокий. Другие услов. обозн. на рис. 2.

концентрациями крупноионных литофильных (Ba , Sr , K , Pb) флюид-мобильных элементов. Отсутствие европиевого минимума в докальдерных базальтах свидетельствует о незначительном фракционировании плагиоклаза и позволяет рассматривать их как наиболее приближенные к исходным родоначальным расплавам для пород КВЦ [3]. Низкая магнезиальность ($Mg^{43-49\%}$) меланократовых базальтов вулканов Стена и Малый Семячик (при содержании MgO 9–11%), повышенное количество в них относительно железистых фенокристаллов оливина (Fo 76–82) говорят о том, что это были уже в достаточной степени фракционированные расплавы, обогащенные кумулятивным оливином и, в меньшей степени, плагиоклазом – анортитом. Вероятно, именно этот фактор объясняет обособленный тренд толеитовых базальтов северного сектора КВЦ. В [28] за родоначальные расплавы Малосемячической группы вулканов были приняты базальты с умеренной магнезиальностью (6.58% MgO), которые по составу близки докальдерным базальтам вулкана Дитмара (южный сектор). Характер зависимости содержаний петрогенных окислов, крупноионных (Ba , Sr), высокозарядных (Zr , Y , Nb , Hf , Ti) элементов, P и элементов группы железа от SiO_2 согласуется с моделью фракционной кристаллизации умеренно магнезиальных базальтов (рис. 3, табл.). На ранней

стадии магматической истории ведущую роль играло фракционирование OI и Srx , на более поздних этапах эволюции расплава возрастала роль Pl , Px и таких аксессуарных минералов, как титаномагнетит, ильменит, апатит, циркон. Сравнение составов вулканических пород КВЦ и Узон-Гейзерной депрессии [11] показывает близкий характер распределения петрогенных окислов в интервале составов 50–72% SiO_2 . Что касается микроэлементов, то для пород Узон-Гейзерной депрессии заметны различия, выраженные, например, в повышенных концентрациях Ba , Zr , Y и ином характере распределения двух последних элементов. Для них не характерно снижение концентраций Zr и Y в кислых породах (как это отмечено в породах КВЦ), что свидетельствует о накоплении этих элементов в остаточных расплавах, но участие циркона в фракционировании расплавов ограничено.

Состав магматического источника и степень влияния коровой контаминации на формирование расплавов различной кислотности можно оценить с помощью отношений несовместимых элементов, так как известно, что эти отношения остаются практически постоянными при процессах фракционирования расплавов и возрастают при контаминации расплавов [37]. Низкие концентрации РЗЭ в магнезиальных базальтах северного сектора (вул-

каны Стена и Малый Семячик), дефицит в них легких лантаноидов указывают на связь первичных расплавов с источником обедненной мантии (N-MORB), что подтверждается расположением фигуративных точек на диаграммах парных отношений литофильных элементов (рис. 5). В преобладающей части проанализированных образцов отношения Ba/La варьируют в пределах 20–51 при изменении La_N/Yb_N отношений в интервале 1.7–6.3 (рис. 5а). Несмотря на то, что большая часть точек образует компактное поле, вытянутое вдоль оси Ba/La , можно выделить тренды, определяющие различный состав источников расплавов. Базальты вулканов Стена и Малый Семячик образуют обособленный тренд, характеризующийся изменением Ba/La отношения от 45.3–48.7 в магнезиальных базальтах до 41–31 – в умеренно магнезиальных и глиноземистых разностях в узком (и наиболее низком) интервале значений (1.7–2.8) La_N/Yb_N отношения. Он наиболее полно отражает двухкомпонентную систему: обедненный мантийный источник (N-MORB) и надсубдукционные флюиды (островодужная компонента 1). В умеренно магнезиальных базальтах вулкана Дитмара и гиперстенных базальтах вулкана Однобокий (южный сектор) значения Ba/La отношения достаточно низкие (20.8–25.1) при отношениях La_N/Yb_N 3.7–4.5, что указывает на различное участие надсубдукционных флюидов при формировании расплавов северного и южного секторов КВЦ. Риолиты центра отличаются наиболее высокими $Ba/La - La_N/Yb_N$ отношениями. Фигуративные точки их смещены на диаграмме в область проявления процессов метасоматоза, что предполагает флюидную проработку субстрата в кровле промежуточного магматического очага. Базальтоиды фундамента (р. Жупанова, сторожевская свита по [7]) и базальты южного сектора КВЦ (включая низкокремнистые андезиты, образцы 4-01Л, 10-01Л) имеют близкие $Ba/La - La_N/Yb_N$ отношения и располагаются на линии смешивания компоненты 1 (островодужной) и компоненты 2 (внутриплитной), образуя укороченный тренд с плиоценовыми базальтами верхней части разреза щапинской свиты, связанными с геодинамической обстановкой активных континентальных окраин [6]. Вулканиды Узон-Гейзерной депрессии на этой диаграмме располагаются в поле пород КВЦ, образуя локальное поле с Ba/La отношениями в интервале 35–51.

На диаграмме $Th/Yb - Ta/Yb$ (рис. 5б) породы КВЦ демонстрируют прямую зависимость, что свидетельствует об обогащении их Th и Ta относительно Yb в процессе дифференциации расплава. Значения Th/Yb отношения изменяются от 0.18–0.20 до 1.2–1.4, достигая в риолитах (обр. 34-00Л, 36п-02Л и 53-02Л) максимальных значений (1.8–3.14). В то же время, существуют представления [37], согласно которым повышенные Th/Yb и Ta/Yb отношения

можно связывать с контаминацией субстратом расплавов промежуточного магматического очага. Для риолитов этот вывод согласуется и с увеличением Ba/La и La/Yb отношений (рис. 5а). Колебания величины Th/Yb отношения в вулканических породах Узон-Гейзерной депрессии менее значительны и находятся в пределах 0.16–0.73. По отношению Th/Yb и Ta/Yb в породах КВЦ просматривается укороченный секущий тренд, объединяющий поле базальтов верхней части разреза щапинской свиты плиоцен-эоплейстоценового возраста (восточные отроги Валагинского хребта [6]), базальтоиды р. Жупанова (северо-западный сектор структуры, сторожевская свита, по [7]) и базальты южного сектора КВЦ. На другом конце его расположены низкокремнистые андезиты (обр. 4-01Л и 10-01Л) вулкана Однобокий, отличающиеся от обычных для региона андезитов повышенными концентрациями редких и редкоземельных элементов, в том числе высокозарядных (Nb , Hf , Zr). Низкие концентрации тяжелых лантаноидов (1.06–1.58 Yb и 9–14 Y), отмеченные в риолитовых игнимбритах кальдеры Половинка (обр. 36п-02Л и 53-02Л), характерны для производных адакитовых магм [13]. Согласно [13] гранитоиды, обладающие подобными геохимическими особенностями, называют адакитовыми гранитами или “транзитными адакитами”; они встречаются в пределах островных дуг и активных континентальных окраин и рассматриваются как производные продуктов смешения адакитовых магм либо метасоматизирующего агента (что предпочтительнее в данном случае, см. рис. 5а) с метабазитовым веществом основания континентальной коры. Низкие содержания тяжелых лантаноидов (в пределах $Yb < 1.8$ и $Y < 18$) служат границей для разделения адакитов и производных известково-щелочных магм [34]. Риолиты северного сектора КВЦ (обр. 34-00Л) обладают несколько повышенными значениями этих параметров (рис. 4б, табл.).

Работами последних десятилетий [6, 18, 23, 31 и др.] установлено, что наряду с широким развитием островодужных образований в пределах Восточной Камчатки, в небольших объемах проявлены субщелочные и щелочные базальтоиды внутриплитного и окраинно-континентального (АКО) геохимического типа, которые распространены в основном в тыловых частях островных дуг. При переходе от фронта к тылу (с увеличением глубины до сейсмофокальной зоны) в породах возрастают концентрации калия, некоторых крупноионных литофильных (Ba , Pb , Sr , La , Th) и высокозарядных (Zr , Hf , Nd) редких и РЗЭ. По мнению большей части исследователей основную роль в происхождении поперечной зональности играет содержание флюида, отделяющегося от субдуцируемой океанической плиты. Роль его в процессах магмогенерации островодужных расплавов уменьшается от фронтальной к тыловой зоне. По [35, 37] среди элементов, связанных с субдукционными процессами, выделяются мало-

глубинные низкотемпературные некогерентные элементы (Ba, K, Pb, Sr, Cs), подвижные во флюидной фазе и высокотемпературные глубинные компоненты, такие как Th, U, La, Pr, концентрирующиеся в расплавах, образующихся при плавлении субдуцируемого осадка. Кроме этого выделяется группа консервативных элементов (Hf, Zr, Nd, Ti, Y, Yb), которые определяются составом субстрата и переносятся расплавом.

Для лучшего понимания истории развития КВЦ необходимо рассмотреть более ранний этап становления Восточного вулканического пояса Камчатки в этом районе. Наиболее полно он проявлен в миоцен-плиоценовых разрезах восточных отрогов Валагинского хребта, который расположен в 30–50 км к западу от КВЦ. Именно в этом районе установлена последовательная смена геодинамических обстановок от режимов растяжения на позднемиоцен-плиоценовом этапе развития островной дуги до режима сжатия (субдукционные процессы) – на позднеплиоцен-четвертичном, с перемещением очагов магмогенерации с уровней гранат-шпинелевой и шпинелевой фаций глубинности (обогащенная мантия) до уровня плагиоклазовой фации глубинности (обедненная верхняя мантия) [6]. В геологическом плане это проявляется сменой позднемиоценовых высокотитанистых щелочных базальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками (нижняя часть разреза шапинской свиты) субщелочными базальтами с признаками образований окраинно-континентальных рифтов (верхняя часть разреза шапинской свиты) и, наконец, типичными островодужными вулканитами собственно Восточного вулканического пояса. Базальты р. Жупанова на северо-западной границе КВЦ являются переходными разностями пород, в которых уже проявляется островодужный характер распределения микроэлементов, но сохраняются повышенная концентрация R, P3 и высокозарядных элементов. По [28] эти базальты непосредственно надстраиваются наиболее древними вулканами КВЦ – Крайним и Разла-тым.

Повышенные (31–48.7) отношения Ba/La в вулканических породах северного сектора КВЦ свидетельствуют о том, что во фронтальной зоне (вулканы Стена и Малый Семячик) ведущую роль играет малоглубинный компонент, т.е. флюид, отделяющийся от поддвигаемой океанической плиты, в отличие от пород южного сектора (вулканы Дитмара и Однобокий), более удаленных от оси глубоководного желоба (по [17] промежуточная зона островодужной структуры) и отличающихся более низкими (20.8–25.1) величинами Ba/La (рис. 5а). В то же время для вулканических пород этой зоны (как базальтов, так и их кислых производных) характерны повышенные отношения Th/Yb (рис. 5б), что свидетельствует о влиянии глубинной высокотемпературной

субдукционной компоненты, связанной с плавлением субдуцирующих осадков и характерно для образований активных континентальных окраин [37].

На основании минералогических [12] и геохимических особенностей вулканических пород КВЦ можно представить следующую модель магмообразования этой структуры. Габброидная минеральная ассоциация фенокристаллов разновозрастных оливинсодержащих базальтов КВЦ [12] позволяет предположить, что здесь на глубине порядка 15–20 км (5–6 кбар) существует единый промежуточный магматический очаг базальтовой магмы, который периодически поставляет на поверхность высокотемпературные расплавы, начиная с конца плиоцена вплоть до настоящего времени [30] (рис. 6). Присутствие в минеральных ассоциациях базальтов южного сектора высокохромистой шпинели ($Cr^{\#}$ 0.57–0.68), высокомагнезиальных оливина ($Mg^{\#}$ 86–89) и клинопироксена ($Mg^{\#}$ 84–86) свидетельствует о связи единого промежуточного очага с более глубокими зонами магмогенерации, возможно, на границе нижней коры и верхней мантии. Судя по экспериментальным данным, высокомагнезиальная ассоциация оливина и клинопироксена могла кристаллизоваться при давлении 8–9 кбар (глубина порядка 30 км) и температурах более 1200°C [1]. Близость отношений несовместимых литофильных элементов базальтов вулканов Дитмара и Однобокий, а также базальтов переходного типа (р. Жупанова, северо-западный сектор структуры), позволяет предполагать наследование островодужными магмами геохимических признаков субщелочных расплавов более ранних этапов магмообразования в районе. Об этом свидетельствует и появление в разрезах тыловой зоны южной части КВЦ (западный борт кальдеры Половинка) низкокремнистых андезитов, отличающихся “переходными” геохимическими характеристиками. На существование такой связи указывают и нефелин-нормативные расплавы калий-натрового типа, определенные методом гомогенизации расплавных включений в плагиоклазах пород южного сектора [25, 29].

В оливинсодержащих базальтах вулканов Стена и Малый Семячик, расположенных во фронтальной части ВВП, в фенокристаллах оливина обнаружены твердофазные включения высокоглиноземистой шпинели (герцинит), которая не характерна для надсубдукционных островодужных магм и до этого не определялась в лавах других четвертичных вулканов ВВП [12]. По уровню глиноземистости ($Al^{\#}$ 0.6–0.78) они близки шпинелям позднемиоцен-плиоценовых внутриплитных щелочных базальтов восточных отрогов Валагинского хребта (бассейн р. Левая Жупанова) [6]. Согласно термодинамическим расчетам они кристаллизуются при давлении 12–17 кбар, что соответствует глубинам 35–50 км [19]. В

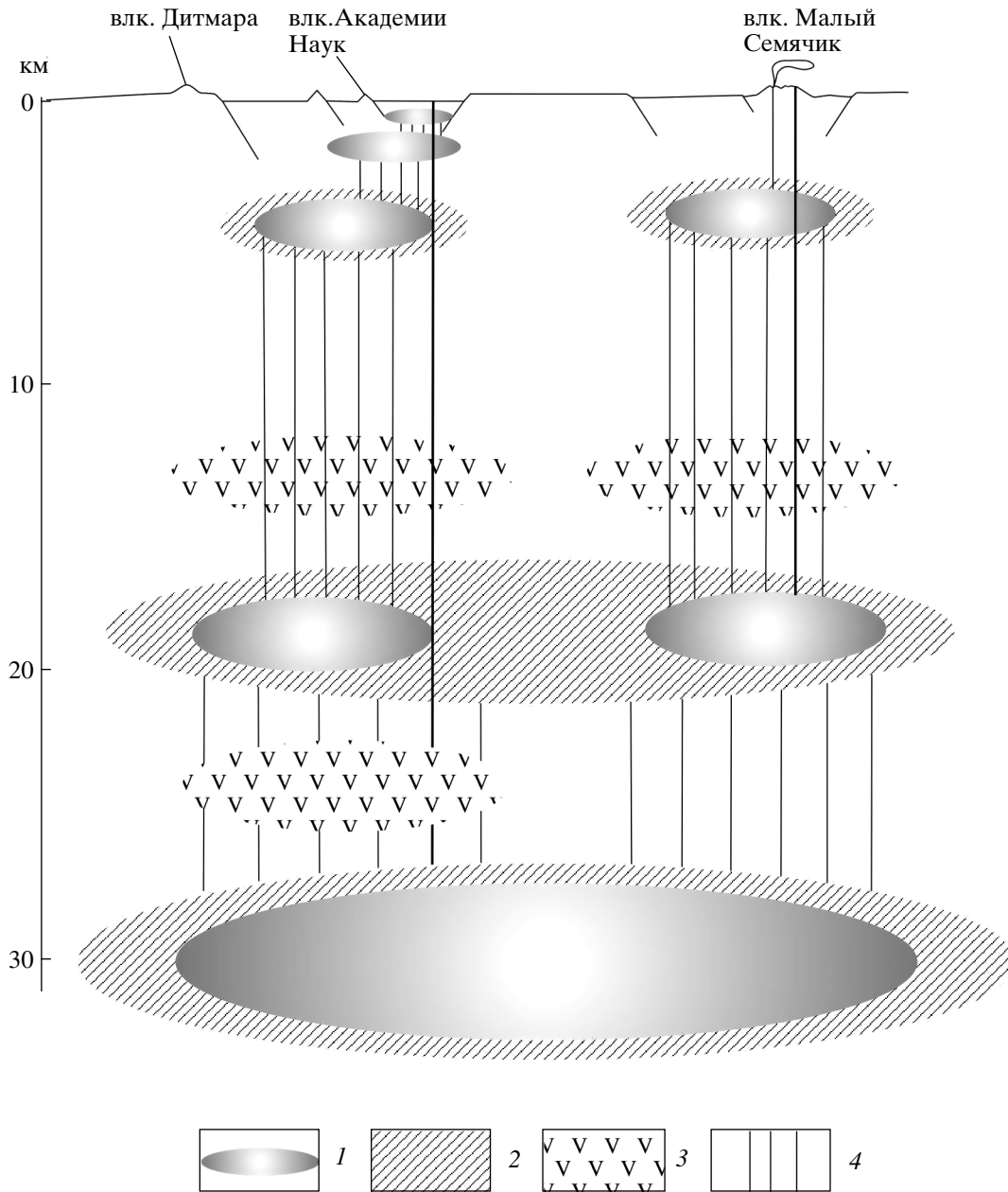


Рис. 6. Схематическая модель размещения магматических очагов под КВЦ. 1 – предположительно действующие магматические очаги; 2 – закристаллизованная часть магматических очагов; 3 – предполагаемые магматические очаги миоценового этапа вулканизма в КВЦ; 4 – подводящие магматические каналы; жирная линия – от голоцена до настоящего времени.

то же время, базальты северного сектора КВЦ (как и южного) по составу минеральных ассоциаций относятся к базальтам габброидного типа, кристаллизация которых происходит на небольших глубинах, а геохимические особенности свидетельствуют о принадлежности их к типичным островодужным образованиям. Учитывая эти противоречия – островодужный характер магм и “внутриплитный” тип шпинелей, можно предположить реликтовую при-

роду высокоглиноземистых шпинелей из базальтов северного сектора КВЦ. Пространственная сопряженность района развития щелочных базальтов (верховья р. Левая Жупанова) и примитивных базальтов докальдерного вулкана Стена, а также их проявление, сближенное в масштабе геологического времени (новые данные о возрасте игнимбритов кальдер Стена-Соболиная [20]), предполагают возможность захвата расплавом островодужного гео-

химического типа в процессе извержения кристаллического материала стадии протокристаллизации щелочно-базальтовой магмы миоцен-плиоценовых очагов ранних этапов развития островной дуги. О щелочном характере расплавов свидетельствуют составы дочерних кристаллических фаз в частично раскристаллизованных расплавных включениях в фенокристаллах оливина 78–82 Fo [12]. Они представлены высокотитанистым, высокоглиноземистым клинопироксеном (фассаитом) и глиноземистой шпинелью, образующими вкрапленники в позднемиоцен-плиоценовых щелочных базальтах восточных отрогов Валагинского хребта [6, 12].

ВЫВОДЫ

1. Формирование КВЦ происходило ритмично, начиная с конца плиоцена, с образованием последовательных дифференцированных комплексов пород. Оно включало начальные этапы преимущественно базальтового вулканизма, длительные периоды покоя и последующие вспышки кислого эксплозивного вулканизма с образованием телескопированных кальдер. Отмечается последовательная эволюция расплава на каждом этапе с сокращением масштабов вулканизма во времени.

2. Закономерное изменение петрогенных и литофильных элементов в вулканических породах КВЦ объясняется в основном процессами фракционирования минеральных фаз из исходного расплава. В процессе отсадки породообразующих и акцессорных минералов происходило обогащение остаточных расплавов щелочами, литофильными элементами (Rb, Ba, Sr, Pb, Th, U, PЗЭ) и истощение когерентными элементами (Ni, Cr, Sc, Ti).

3. Результаты геохимического исследования вулканических пород КВЦ указывают на принадлежность их к типичным островодужным образованиям.

4. Сходство картины распределения микрокомпонентов для вулканических пород КВЦ и базальтоидов “переходного” типа, слагающих верхнюю часть его плиоценового фундамента, свидетельствует: а) о проявлении поперечной геохимической зональности даже в пределах одного вулканического центра; б) о наследовании геохимических характеристик более ранних этапов магмообразования в районе; в) об эволюционном пути развития тектономагматических систем [6, 18].

5. Отношения несовместимых элементов предполагают двухкомпонентную систему магмообразования: обедненный мантийный источник (N-MORB) и надсубдукционные флюиды (островодужный компонент). Вероятны процессы контаминации расплава в кровле промежуточного очага метасоматизиро-

ванным субстратом, добавка кумулюсных кристаллических фаз (и расплавов) более ранних этапов магмообразования в КВЦ, происходивших в других геодинамических обстановках (внутриплитных или окраинно-континентальных) и ограниченное их смешивание с компонентами магм, кристаллизующимися на разных глубинах.

Авторы выражают благодарность д.г.-м.н. А.В. Колоскову за конструктивное обсуждение статьи и ценные замечания, а также А.Р. Дунин-Барковской за помощь в оформлении графического материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ № 05-05-64-730, 07-05-00-959 и 08-05-00-453 и интеграционного проекта № 6.9 (ДВО-СО РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арискин А.А., Бармина Г.С.* Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 362 с.
2. *Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А.* Эволюция щелочно-земельных магм. М.: Наука, 1983. 94 с.
3. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.
4. *Белоусов А.Б., Белоусова М.Г., Муравьев Я.Д.* Голоценовые извержения в кальдере Академии Наук и возраст стратовулкана Карымский (Камчатка) // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 5. С. 648–652.
5. *Влодавец В.И.* Вулканы Карымской группы // Тр. Камчатской вулканостанции. 1947. Вып. 3. С. 3–48.
6. *Вольнец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др.* Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 14–28.
7. Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура) // Под ред. Масуренкова Ю.П. М.: Наука, 1980. 292 с.
8. *Гриб Е.Н.* Петрология продуктов извержения 2–3 января в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 71–97.
9. *Гриб Е.Н., Леонов В.Л.* Эволюция магматических очагов кальдер южного сектора Карымского вулканического центра. Ч. I. Геология, строение и состав пирокластических потоков // Вулканология и сейсмология. 2004. № 4. С. 21–40.
10. *Гриб Е.Н., Леонов В.Л.* Эволюция магматических очагов кальдер южного сектора Карымского вулканического центра. Ч. II. PТF – условия кристаллизации игнимбритообразующих расплавов, эволюция магматизма // Вулканология и сейсмология. 2004. № 5. С. 23–37.
11. *Гриб Е.Н., Перепелов А.Б., Леонов В.Л.* Геохимия вулканических пород Узон-Гейзерной депрессии (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 11–28.

12. Гриб Е.Н., Перепелов А.Б. Оливинсодержащие базальты Карымского вулканического центра: минералогия, петрогенезис, источники магм // Вулканология и сейсмология. 2008. № 4. С. 1–22.
13. Ефремов С.В. Раннепалеозойские адакиты Восточного Саяна, геохимические особенности и источники вещества // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды: Матер. конференции “50 лет ИГХ СО РАН”. Иркутск. 2007. Т. 2. С. 87–89.
14. Иванов Б.В. Игнимбриты района вулканов Карымской группы // Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969. С. 105–109.
15. Иванов Б.В. Извержение Карымского вулкана в 1962–1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970. 135 с.
16. Иванов Б.В., Брайцева О.А., Зубин М.И. Вулкан Карымский // Действующие вулканы Камчатки. Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 182–201.
17. Кожемяка Н.Н. Четвертичные полигенные вулканы Камчатки: масштабы вулканизма, баланс вещества, динамика интенсивности и продуктивности в отдельных типах построек, вулканических зонах и по региону в целом // Вулканология и сейсмология. 2001. № 5. С. 3–21.
18. Колосков А.В. Изотопно-геохимическая неоднородность плиоцен-четвертичных вулканитов Камчатки, геометрия субдукционной зоны, модель флюидно-магматической системы // Вулканология и сейсмология. 2001. № 6. С. 16–42.
19. Колосков А.В., Пузанков М.Ю., Пирожкова Е.С. Включения ультрамафитов в базальтоидах островных дуг: к проблеме состава и генезиса переходного слоя “коро-мантийной смеси” в островодужных системах // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 123–152.
20. Леонов В.Л., Биндеман И.Н., Rogozin A.H. Новые данные по Ar-Ar датированию игнимбритов Камчатки: Матер. конференции, посвященной дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 187–197.
21. Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука. 2004. 186 с.
22. Леонов В.Л., Гриб Е.Н., Карташева Л.А. Расчленение игнимбритов и оценка объемов магмы, выброшенной при игнимбритообразующих извержениях на Восточной Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2000. № 5. С. 3–18.
23. Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Чащин А.А. Геохимическая типизация базальтоидов Мутновского вулканического поля (Южная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 5. С. 72–83.
24. Масуренков Ю.П. Тектоническое положение и краткая история развития вулканов Камчатки // Действующие вулканы Камчатки. Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 8–13.
25. Наумов В.Б., Толстых М.Л., Гриб Е.Н. и др. Химический состав, летучие компоненты и элементы примеси расплавов Карымского вулканического центра (Камчатка) и вулкана Головнина (о. Кунашир) по данным изучения включений в минералах // Петрология. 2008. Т. 16. № 1. С. 3–20.
26. Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В. и др. Неогеновые базаниты Западной Камчатки – минералого-геохимические особенности и геодинамическая позиция // Петрология. 2007. Т. 15. № 5. С. 524–546.
27. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.
28. Селянгин О.Б. Петрогенезис базальт-дацитовой серии в связи с эволюцией вулканоструктур. М.: Наука, 1987. 148 с.
29. Толстых М.Л., Наумов В.Б., Озеров А.Ю. и др. Состав магм извержения 1996 г. Карымского вулканического центра (Камчатка) по данным изучения расплавных включений // Геохимия. 2001. № 5. С. 498–509.
30. Федотов С.А. Об извержениях в кальдере Академии наук и Карымском вулкане на Камчатке в 1996 г., их извержении и механизме // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 3–38.
31. Чурикова Т.Г., Дорендорф Ф., Вернер Г. Природа геохимической зональности вкострости Камчатской островной дуги // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 173–190.
32. Arai S. Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites // J. of Volcanol. and Geoth. Res. 1994. V. 114. P. 279–293.
33. Avers J. Trace element modeling of aqueous fluid-peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1998. V. 132. P. 390–404.
34. Boundon E., Eissen J.P., Monzier M. et al. Adacite-like lavas from Antisana volcano (Ecuador): evidence for slab melt metasomatism beneath Andean Northern Volcanic Zone // J. of Petrol. 2002. V. 43. P. 199–217.
35. Ishikawa T., Tera F. Source, composition and distribution of the fluid in the Kuril mantle wedge: Constrain front across-arc variation of B/Nb and B isotopes // Earth and Planet Sci. Letter. V. 152. 1997. P. 113–122.
36. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. Journ. Sci. 1974. № 4. P. 321–355.
37. Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins/Hawkesworth. C.J., Norry M.J. Continental basalts and mantle xenoliths; papers prepared for a UK Volcanic Studies Group meeting at the University of Leicester. Nantwich: Shiva Publ., 1983. P. 230–249.
38. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins / Ed. Saunders A.D., Norry M.J. Geology Society London.

The Karymskii Volcanic Center: Volcanic Rock Geochemistry

E. N. Grib¹, V. L. Leonov¹, A. B. Perepelov²

¹*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Division, Russian Academy of Sciences,
Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, Russia*

²*Institute of Geochemistry, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, 664033, Russia*

This paper is concerned with the petrology and geochemistry of rocks found in the Karymskii Volcanic Center (KVC), which is the largest in the Eastern Volcanic Belt of Kamchatka. The KVC was being built in a rhythmic manner since the Late Pliocene, generating successive differentiated rock complexes. The pattern of variation for major and minor elements in the KVC volcanic rocks can be explained by the fractionation of mineral phases from the primary melt. The process involved enrichment of the residual melts with alkalis and lithophilous elements (Rb, Ba, Sr, Pb, Th, U, REEs), as well as depletion in coherent elements (Ni, Cr, Sc, Ti). A geochemical study of KVC volcanic rocks shows that these are typical island arc formations. The relationships between incompatible elements suggest a two-component magma generation system: a depleted mantle source (N-MORB) and suprasubduction fluids (the island arc component). The melt may have been contaminated by a metasomatized substratum in the top of the intermediate chamber with added crystalline cumulus phases (and melts) due to earlier magma generation phases in the KVC.