

КАРЫМСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦЕНТР: ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ И РЗЭ И ИСТОЧНИКИ МАГМ

Е.Н. Гриб, В.Л. Леонов

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск- Камчатский,
e-mail: gen@kscnet.ru

Карымский вулканический центр расположен в пределах Восточного вулканического пояса Камчатки и представляет собой крупную вулcano-тектоническую структуру. Фундаментом КВЦ являются вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования миоцен-плиоценового возраста, обнажающиеся к западу от него (восточные отроги Валагинского хребта). Среди них выделяются позднемиоцен-плиоценовые щелочные базальты внутриплитного геохимического типа (нижнещапинская свита) и позднеплиоцен-четвертичные субщелочные базальтоиды верхнещапинской и сторожевской свит, отличающиеся геохимическими особенностями образований активных континентальных окраин (АКО) [Волынец и др., 1990].

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 [Вулканический центр..., 1980, Леонов, Гриб, 2004]. В результате эксплозивных извержений в нижнем плейстоцене большого объема пирокластике андезитового, дацитового и риодацитового составов на севере структуры сформировалась сдвоенная кальдера Стена-Соболиная (северный сектор), а на юге - кальдера Половинка (южный сектор). В последующее время каждый из этих секторов развивался автономно. Внутри кальдер были сформированы стратовулканы Пра-Семячик и Однобокий, которые в свою очередь также прошли стадии кальдерообразования с формированием вулканов внутри них (Малый Семячик и Академии Наук, соответственно). В начале верхнего плейстоцена в центральной части структуры сформировался новый центр вулканической активности, который начал свое развитие с докальдерного стратовулкана Пра-Карымский, на котором 7700 л.н. [Вулканический центр..., 1980] в результате мощного эксплозивного извержения пемзового пирокластического материала была образована кальдера Карымская с одноименным вулканом внутри. Действующими в настоящее время являются вулканы Карымский и Малый Семячик. В 1996 г. в зоне субмеридионального разлома в северной части оз. Карымское (кальдера Академии Наук) произошло фреатомагматическое извержение.

По соотношению FeO^*/MgO большая часть вулканических пород относится к толеитовой серии, меньшая - приурочена к границе толеитовой и известково-щелочной серий. Весь ряд пород имеет нормальный тип щелочности. Базальты отличаются низкой магнезиальностью которая изменяется от 49-42 в докальдерных оливинсодержащих базальтах до 20-30 - в двупироксеновых, что указывает на их достаточно дифференцированный состав [Гриб, Перепелов, 2008]. Распределение макрокомпонентов, а также Ni, Co, Zr от базальтов до риолитов свидетельствует о фракционировании OL, CPx, Pl, аксессуарных (циркон, апатит) и рудных минералов.

Концентрация редкоземельных элементов (РЗЭ) возрастает с увеличением кремнекислотности пород, а также от более древних к более молодым образованиям (рис. 1 а). Толеитовые докальдерные базальты вулкана Стена повышенной магнезиальности отличаются самой низкой (21.4-22.4) суммой РЗЭ и характеризуются субгоризонтальным спектром их распределения (нормированным к хондриту [Sun S., McDonough W.F., 1989]) с незначительным дефицитом легких лантаноидов, что подчеркивается отношением La/Yb (1.7-2.1). 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 их концентрация возрастает и составляет 40-66 г/т. В андезибазальтах спектр распределения редкоземельных элементов, как и их сумма 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).

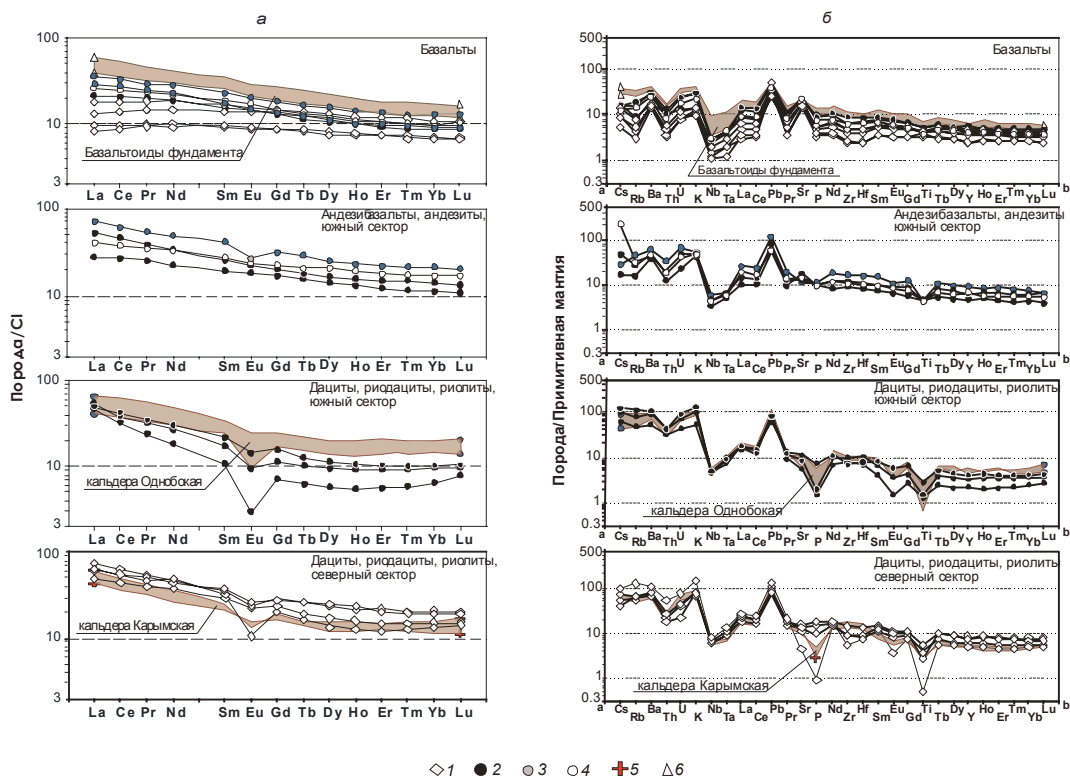


Рис. 1. Геохимия редких и редкоземельных элементов в вулканических породах Карымского вулканического центра: *а* – спектры распределения редкоземельных элементов, нормированных к углестому хондриту [Sun S., McDonough W.F., 1989]; *б* – графики распределения содержания микроэлементов, нормированных к примитивной мантии [Sun S., McDonough W.F., 1989]. Условные обозначения: 1 - вулканические породы северного сектора КВЦ - лавы (вулканы Стена и Малый Семячик) и пирокластические отложения; 2-4 - вулканические породы южного сектора КВЦ: 2 - лавы докальдерного вулкана Дитмара и пирокластическая кальдера Половинка; 3 - лавы вулкана Однобокого и пирокластические отложения, связанные с одноименной кальдерой; 4 - тефра базальтов эксплозивных извержений в северном секторе озера Карымское и андезиты вулкана Академии Наук; 5 - пемзовые туфы кальдеры Карымская; 6 - базальтоиды фундамента КВЦ, р. Жупанова, северо-западный сектор структуры.

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, относящихся к постройке вулкана Однобокого. Лавы обнажаются на северо-западном склоне борта кальдеры Половинка в верховьях реки Правая Кедровая и в геологическом отношении считаются молодыми потоками этого вулкана, вложенными в долину реки. При близком 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). 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. 1а). Геохимической особенностью спектров дацитов и риодацитов пирокластическая является разная степень обогащения их La по отношению к Yb, что фиксируется более низкими значениями La/Yb отношения (4-5.1) в игнимбриках северного сектора в сравнении с таковыми в пемзовых туфах аналогичного состава в южном секторе (La/Yb 4.5-7.1). В низкокремнистых дацитах впервые проявляется европиевый минимум, глубина которого увеличивается в риодацитах. В наиболее эволюционированных разностях (риолитах) северного и южного секторов, отличающихся одинаковой минеральной ассоциацией (Pl-Q-Bi), La/Yb отношения составляют 8.2 и 10.2, соответственно. Наиболее глубокий европиевый минимум и значитель-

ная деплетированность тяжелыми элементами, отмеченная в риолитовых туфах кальдеры Половинка, может быть связана с одновременным фракционированием плагиоклаза и темноцветных минералов, главным образом пироксена и амфибола. Разная степень фракционирования легких и тяжелых РЗЭ, входящих в состав этих минералов, в кислых породах 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. 1б) имеют схожую конфигурацию с выраженными Nb и Ta минимумами и отчетливыми максимумами в распределении флюид мобильных литофильных элементов (Ba, K, Pb и Sr), что характерно для магм островодужных геодинамических обстановок, в процессе магмообразования которых принимали участие надсубдукционные флюиды [Pearce J., 1983]. 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 [Arai S., 1994]. Отмечается возрастание содержания большей части некогерентных микроэлементов от наиболее древних примитивных базальтов вулканов Стена к более молодым и эволюционированным базальтам, андезибазальтам и андезитам южного сектора КВЦ. В андезитах с повышенным содержанием микроэлементов (верховья реки Правой Кедровой) проявляется инверсия в содержании Sr; для них также характерны значительно повышенные по отношению к другим андезитам КВЦ содержания высокозарядных элементов Zr, Hf, Nb (88-117, 2.4-2.9 и 3.6-4.2, соответственно). Характер распределения гигромагматофильных элементов для дацитов-риолитов КВЦ в общем повторяет распределение их для базальтов. Сохраняются и увеличиваются максимумы K и Pb; по Ba и Sr они исчезают, в то же время, отчетливо проявляется деплетированность кислых расплавов в отношении P, Ti, Eu, что связано, с участием в процессах фракционирования акцессорных, рудных минералов и плагиоклаза. Базальты и андезибазальты фундамента, вскрывающиеся в бортах реки 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. 1б). Общая концентрация РЗЭ в них изменяется в пределах 76-101.4, против 59.4-66.0 г/т в двупироксеновых базальтоидах вулкана Однобокого.

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.

Состав магматического источника и степень влияния коровой контаминации на формирование расплавов различной кремнекислотности можно оценить с помощью отношений несовместимых элементов, так как известно, что эти отношения остаются практически постоянными при процессах фракционирования расплавов и возрастают при их контаминации [Pearce J., 1983]. Низкие концентрации РЗЭ в магнезиальных базальтах северного сектора (вулканы Стена и Малый Семячик), дефицит в них легких лантаноидов (рис. 1а) указывают на связь первичных расплавов с источником обедненной мантии (N-MORB), что подтверждается расположением фигуративных точек на диаграммах парных отношений литофильных элементов (рис. 2). 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. 2а). 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 и 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 (река Жупанова, сторожевская свита [Вулканический центр..., 1980]) и базальты южного сектора КВЦ (включая низкокремнистые андезиты с повышенным содержанием РЗЭ) имеют близкие Ba/La и La_N/Yb_N отношения и располагаются на линии смешивания компоненты 1 (островодужной) и компоненты 2 (внутриплитной), образуя укороченный тренд с позднеплиоцен-четвертичными базальтами верхней части разреза щипинской свиты, связанными с геодинамической обстановкой активных континентальных окраин [Волынец и др., 1990].

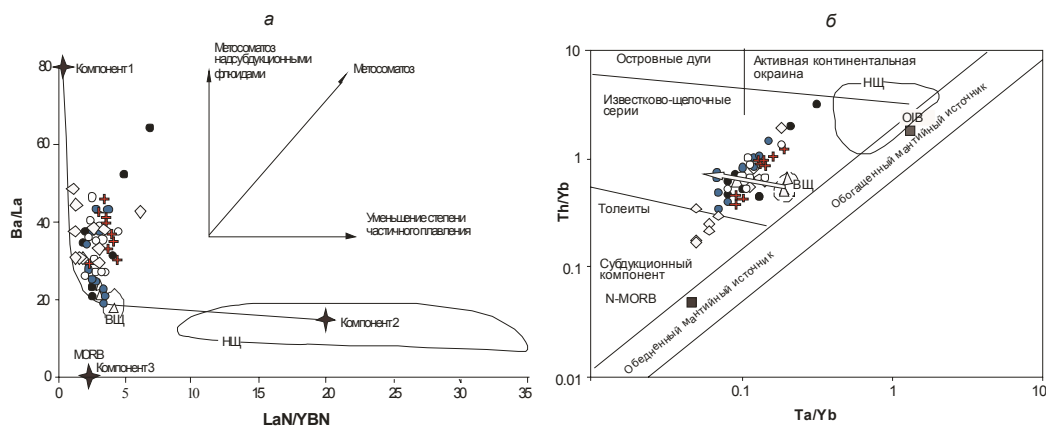


Рис. 2. Дискриминантные диаграммы для вулканических пород КВЦ: *а* - вариации отношений Ba/La - La_N/Yb_N . Компонент 1: $Ba/La = 80$, $La_N/Yb_N = 0.5$; компонент 2: $Ba/La = 15$, $La_N/Yb_N = 20$; компонент 3: деплетированные составы, включая N-MORB; линия, соединяющая компоненты 1 и 2 - линия смешения островодужного и внутриплитного источника. Векторами показаны направления процессов. НЩ - поле базальтов нижнещипинской свиты (внутриплитного типа), р. Левая Жупанова [6], ВЩ - поле базальтов верхнещипинской свиты (активная континентальная окраина). La_N/Yb_N - отношение нормированных по хондриту [Sun S., McDonough W.F., 1989] La и Yb; *б* - вариации отношений Th/Yb - Ta/Yb . Стрелка - тренд, объединяющий верхнещипинские базальты, базальтоиды переходного типа на р. Жупанова и базальтоиды вулканов Дитмара, Однобокий. Другие условные обозначения на рис. 1.

На диаграмме Th/Yb - Ta/Yb (рис. 2б) 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 3.14, достигая максимальных значений (1.8-3.14) в риолитах. В то же время, существуют представления [Pearce J., 1983], 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. 2а). По отношению Th/Yb и Ta/Yb в породах КВЦ просматривается укороченный секущий тренд, объединяющий поле базальтов верхней части разреза щипинской свиты позднемиоцен-плиоценового возраста (восточные отроги Валагинского хребта), базальтоиды реки Жупанова, (северо-западный сектор структуры, сторожевская свита) и четвертичные базальты южного сектора КВЦ. На другом конце его расположены низкокремнистые андезиты вулкана Однобокий, отличающиеся от обычных для региона андезитов повышенными концентрациями редких и редкоземельных элементов, в том числе высоkozарядных (Nb, Hf, Zr).

Низкие концентрации тяжелых лантаноидов (1.06-1.58 Yb и 9-14 Y), отмеченные в риолитовых пемзовых туфах кальдеры Половинка, характерны для производных адакитовых магм. Согласно [Ефремов, 2007] 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. 1а) 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 [Boundon E. et al, 2002]. Риолиты северного сектора КВЦ обладают несколько повышенными значениями этих параметров (рис. 1б).

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 субдукционный компонент, (флюид, отделяющийся от поддвигаемой океанической плиты), в отличие от пород южного сектора (вулканы Дитмара и Однобокий), более удаленных от оси глубоководного желоба и отличающихся более низкими (20.8-25.1) величинами Ва/La (рис. 2а). Для вулканических пород этой зоны (как базальтов, так и их кислых производных) характерны также повышенные отношения Th/Yb (рис. 2б), что свидетельствует о влиянии глубинной высокотемпературной субдукционной компоненты, связанной с плавлением субдуцирующих осадков и характерно для образований активных континентальных окраин [Pearce J., 1983]. Близость отношений несовместимых литофильных элементов базальтов вулканов Дитмара и Однобокий, а также базальтоидов переходного типа в верхней части фундамента КВЦ, позволяет предполагать наследование островодужными магмами геохимических признаков субщелочных расплавов более ранних этапов магмообразования в районе. Об этом свидетельствует и появление в разрезах тыловой зоны южного сектора КВЦ низкокремнистых андезитов, отличающихся «переходными» геохимическими характеристиками. На существование такой связи указывают и нефелин-нормативные расплавы калий-натрового типа, определенные методом гомогенизации расплавленных включений в плагиоклазах пород южного сектора [Наумов и др., 2008].

Приведенные данные свидетельствуют о проявлении поперечной геохимической зональности в пределах даже одного вулканического центра и об эволюционном пути развития тектономагматических систем [Колосков, 2001].

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

Волынец 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.

Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура) // Отв. ред. Ю.П. Масуренков. М.: Наука, 1980. 292 с.

Гриб Е.Н., Перепелов А.Б. Оливинсодержащие базальты Карымского вулканического центра: минералогия, петрогенезис, источники магм // Вулканология и сейсмология, 2008. № 4. С. 1-22.

Ефремов С.В. Раннепалеозойские адакиты Восточного Саяна, геохимические особенности и источники вещества // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды: Иркутск. Матер. конференции «50 лет ИГХ СО РАН». 2007. Т.2. С. 87-89.

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.

Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука. 2004. 186 с.

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.

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.

Boundon E., Eissen J.P., Monzier M. et. al. Adacite-like lavas from Antisana volcano (Ecuador): evidence for slab meet metosomatism beneath Andean Northern Volcanic Zone // J. of Petrol. 2002. V. 43. P. 199-217.

Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / Hawkesworth. C.J., Norry M.J. (eds). 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.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Ed. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geology Society London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313-345.