

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СОСТАВА ИСТОЧНИКОВ МАГМ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

Волынец А.О.¹, Чурикова Т.Г.¹, Вернер Г.²

¹ИВУС ДВО РАН, Volynets@kscnet.ru, ²GZG, Abteilung Geochemie, Universität Göttingen

Четвертичный вулканизм на Камчатке проявлен в трех зонах, параллельных глубоководному желобу: (1) Восточный Вулканический Фронт (ВВФ); (2) Центральная Камчатская Депрессия (ЦКД); и (3) тыловая вулканическая зона, представленная Срединным хребтом (СХ). Типично-островодужная геохимическая зональность в породах, опробованных от фронта дуги к тылу, наблюдается на широте вулканов Гамчен и Ичинский, где в сечении представлены все три зоны. Зональность связывается с глубиной погружения Тихоокеанской субдуцируемой плиты и разными уровнями ее дегидратации, что хорошо выражено в геохимическом и изотопном составе пород [Churikova et al., 2001]. СХ удален от современного глубоководного желоба приблизительно на 400 км. В южной части хребта, на широте вулкана Ичинского, сейсмофокальная зона трассируется на глубине 350 км [Gorbatov et al., 1997]. Северная часть хребта практически асейсмична [Авдейко и др., 2002; Трубицын и др., 1998; Davaille, Lees, 2004]. Тем не менее, голоценовая вулканическая активность в СХ была зафиксирована для нескольких стратовулканов на всем его протяжении [Базанова, Певзнер, 2001; Певзнер, 2004; Певзнер, 2006]. Последними геохронологическими работами также показано, что для СХ характерно широкое распространение основных пород, связанных с проявлениями позднечетвертичного моногенного вулканизма. Для выявления причин вулканизма и характеристики его источников был опробован профиль по простиранию СХ: от Ичинского вулкана на юге до в.Теклетунуп на севере. В исследование были включены породы моногенных вулканических центров и стратовулканов преимущественно Q₃₋₄ возраста, а также N₁₋₂ платобазальты [Volynets et al., 2006], являющиеся основанием для молодых построек. Изучение вещественного состава вулканических продуктов показало, что 1) существенных вариаций в петрохимическом, геохимическом и изотопном составе пород вдоль простирания хребта не обнаружено: все Q₃₋₄ породы относятся к умеренно- и высоко-калиевым типам известково-щелочной серии и характеризуются островодужным распределением микроэлементов; 2) все изученные породы имеют изотопный состав, близкий к N-MORB [Волынец, 2006; Volynets et al., 2006; Volynets et al., in press]; 3) N₁₋₂ породы (плато) отличаются от Q₃₋₄ (стратовулканы и моногенные конуса) пород СХ по содержанию целого ряда микроэлементов и величине их отношений.

При сравнении графиков распределения микроэлементов во всех изученных породах СХ выявляются существенные вариации содержания высокозарядных и подвижных во флюиде элементов [Волынец, 2006; Volynets et al., 2006; Volynets et al., in press]. Цель работы - выяснить причину наблюдаемого разнообразия микроэлементного состава при существенной гомогенности изотопного состава пород.

В образовании магм в надсубдукционных зонах могут участвовать следующие компоненты: в различной степени обедненная мантия; обогащенная мантия; флюид, отделяющийся от погружающейся плиты; субдуцированные осадки; частичные расплавы погружающейся плиты (т.н. «адакитовый компонент»); контаминированное вещество коры [McCulloch, Gamble, 1991; Sun, McDonough, 1989; Hofmann, 1988; Plank, Langmuir, 1988; Muenker et al., 2004; и многие другие]. Используя математическое моделирование процессов смешения, частичного плавления и кристаллизации магм, проведенное на базе полученных данных по микроэлементному и изотопному составу пород, мы оценили степень участия и состав каждого из вышеперечисленных компонентов при формировании расплавов СХ.

Основной состав изученных вулканических пород и примитивные значения изотопных отношений в них свидетельствуют о мантийном происхождении исходных магм. При оценке состава мантийного источника магм мы исходили из предположения [McCulloch, Gamble, 1991]: при стационарном режиме плавления водный флюид, отделяющийся от

плиты, поставляет в зону плавления мантийного вещества большую часть легких литофильных элементов и, в меньшей степени – легких редкоземельных элементов. Источником же тяжелых редкоземельных и высокозарядных элементов, в основном, является мантия. Степень плавления оценивалась по модели [Plank, Langmuir, 1988] на основании $\text{Na}_2\text{O}_{6,0}\text{-CaO}_{6,0}$ систематики. Состав мантийного источника Q_{3-4} пород СХ может быть описан как смесь обедненного в различной степени вещества мантии MORB-типа (шпинелевого лерцолита) с тем или иным количеством вещества обогащенной мантии OIB-типа (от 14 % до 55% гранатового лерцолита в наиболее обогащенных разностях), степень плавления 8-10%. Породы N_{1-2} плато скорее всего являются результатом достаточно больших степеней плавления (около 20%) сильно обедненной мантии (амфиболового гарцбургита), без участия обогащенной мантии (рис. 1А).

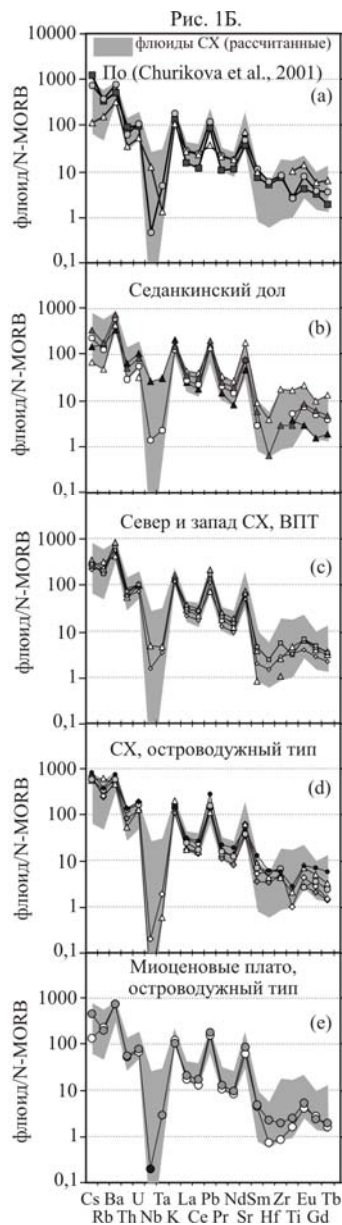
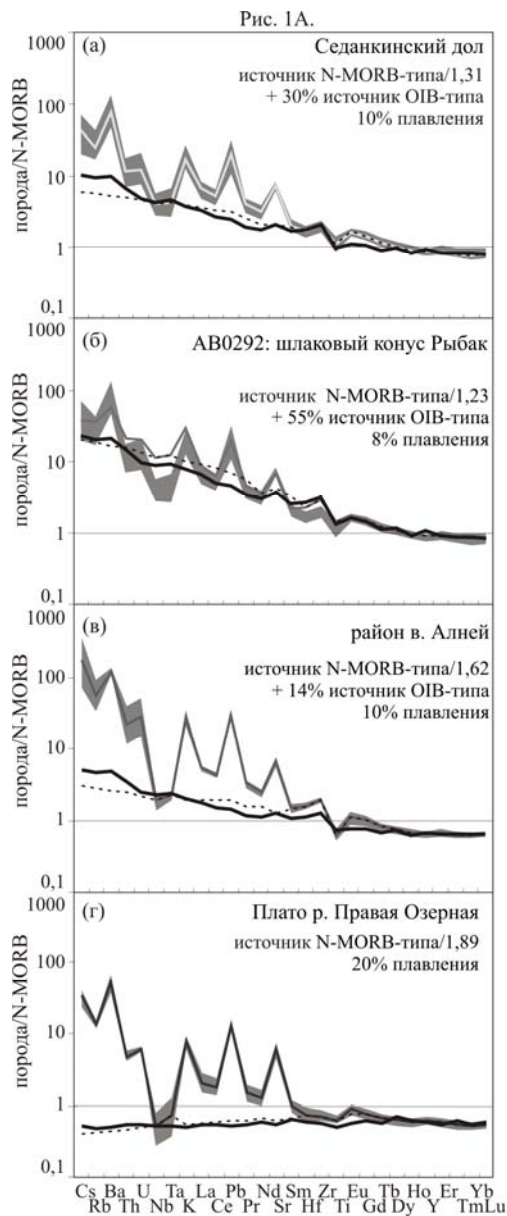


Рис. 1. А) Рассчитанный предположительный состав мантийных расплавов до взаимодействия с субдукционным флюидом. Пунктирная линия: состав, аппроксимированный на основе относительной совместности микроэлементов. Жирная черная линия – состав, рассчитанный методом геохимического моделирования. Серым полем показан средний диапазон составов пород района, серой линией – состав, взятый в основу расчетов. Б) Состав флюида, принимающего участие в генерации магм Срединного хребта, ВВФ, ЦКД и пород внутриплитного типа Ичинского района, рассчитанный на основе концентраций микроэлементов в изученных породах, данных из работы [Churikova et al., 2001] и результатов геохимического моделирования. Серым полем показан диапазон всех рассчитанных составов флюидов СХ. Концентрации нормированы на N-MORB по [Sun, McDonough, 1989]. Порядок расположения элементов по [Hofmann, 1988], добавлены Cs и все редкоземельные элементы.

Поскольку пелагические осадки имеют существенно более высокие изотопные отношения свинца и стронция ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18,8$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,711$) чем источник MORB-типа ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,7025$) (GERM), то добавка минимального (менее 1 %) количества осадка в мантийный источник предполагает резкое повышение этих отношений в сравнении с “чистыми” расплавами MORB. Нерадиогенный состав свинца и стронция в изученных породах исключает возможное участие субдуцированного осадка в источнике

магм СХ. Низкие изотопные отношения стронция в лавах также свидетельствуют о невозможности значительной контаминации корового вещества. Эти выводы подтверждаются отсутствием корреляций между изотопами свинца, стронция и отношениями флюидо-подвижных и несовместимых элементов (Ce/Pb, Ba/Nb, U/Nb, Ba/Th), и согласуются с результатами математического моделирования.

Адакитовый компонент, как региональный фактор, влияющий на составы пород, скорее всего, может быть исключен из дискуссии, так как его присутствие не только отразилось бы на высоких отношениях Sr/Y и La/Yb, но и привело бы к увеличению содержания кремнезема при повышенной магнезиальности, что не наблюдается в изученных породах.

Графики распределения микроэлементов в изученных породах имеют ясные островодужные признаки с четкими максимумами флюид-мобильных элементов и высокими значениями их отношений к высокозарядным элементам (рис. 1А); эти особенности указывают на присутствие в источнике флюида в различных количествах или разных составов. Для оценки количества флюидной компоненты ко всем смоделированным мантийным составам мы добавили модельный флюид, состав которого был взят из работы [Stolper, Newman, 1994], за исключением концентраций Ba, Nb и Pb, которые были взяты из работы [Brenan et al., 1995]. Количество флюида было подобрано таким образом, чтобы достичь наибольшего соответствия самых подвижных во флюиде элементов (таких, как Rb, K, Ba, Sr и Pb) в модельных и реальных составах (рис. 1Б).

Далее был рассчитан предположительный состав флюида в изучаемых породах. Поскольку в настоящее время мало известно о поведении высокозарядных и тяжелых редкоземельных элементов во флюиде, концентрации этих элементов, полученные в результате наших расчетов, скорее являются полуколичественными. Что же касается содержания флюидо-подвижных элементов, то в целом, флюиды СХ демонстрируют большое сходство не только внутри хребта, но также и с флюидами ВВФ и ЦКД, рассчитанными по составам пород в работе [Churikova et al., 2001].

При более детальном рассмотрении существенные вариации количества флюида и обогащенного мантийного компонента в источнике оказываются связаны с возрастом исследуемых пород. Геохимические особенности Q₃₋₄ вулканических пород (сочетание островодужных и внутриплитных признаков) универсальны для всего СХ. Как правило, они имеют большее количество обогащенного мантийного компонента типа ОІВ в источнике и характеризуются меньшим количеством вовлеченного флюида, по сравнению с более древними породами. Согласно нашей модели, Q₃₋₄ породы содержат от 14 до 55 % компонента типа ОІВ (в среднем – около 30 %) и от 0,4 до 2, 5 % флюида, в среднем – 1 %. Лавовые потоки и платобазальты N₁₋₂ возраста не содержат компонент типа ОІВ в источнике, однако отличаются большим количеством флюида (1,5-4%, в среднем более 2%). Эти породы характеризуются более высокими степенями плавления (вплоть до 20% в сравнении с 8-10 % для Q₃₋₄ пород), и, как уже отмечалось выше, предполагают иную минералогию мантийного источника (гарцбургит). Этот факт может быть связан с изменением тектонического режима и/или состава мантии под СХ при переходе от N₁₋₂ к Q.

Таким образом, особенности распределения микроэлементов и изотопный состав позднеплейстоцен-голоценовых пород позволяют предполагать для них трёхкомпонентный источник, включающий: (1) в различной степени обеднённую мантию N-MORB-типа, (2) обогащённую мантию ОІВ-типа и (3) флюид, образованный при дегидратации субдуцирующей океанической плиты. Для пород миоцен-плиоценовых вулканических плато наиболее вероятен мантийный источник, вещество которого соответствует сильно обеднённой мантии N-MORB-типа в условиях высокой степени плавления (~20%), вызванного добавкой субдукционного флюида.

Ссылки:

Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулcano-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника, 2002, № 4, с. 64-80.

- Вольнец А.О. Плейстоцен-голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки: вещественный состав и геодинамическая модель // Автореферат диссертации на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва, 2006. 23 с.
- Базанова Л.И., Певзнер М.М. Хангар – еще один действующий вулкан на Камчатке // ДАН, 2001, т.377, № 6, с. 800-802.
- Певзнер М.М. Новые данные о пространственно-временном распространении голоценового моногенного вулканизма северной Камчатки // Взаимосвязь между тектоникой, сейсмичностью, магмообразованием и извержениями вулканов в вулканических дугах: материалы IV международного совещания по процессам в зонах субдукции Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский, 2004. ИВиС. С. 72-74.
- Певзнер М.М. Голоценовый вулканизм Северной Камчатки: пространственно-временной аспект // Доклады РАН, 2006, т. 395, № 4, с. 507-510.
- Трубицын В.П., Шапиро М.Н., Рыков В.В. Численное моделирование доплиоценовых мантийных течений в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Физика Земли, 1998, № 4, с. 10-19.
- Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J., Phinney D.L. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900 °C and 2.0Gpa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, vol. 59, № 16, p. 3331-3350.
- Churikova T., Dorendorf F., Wörner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // *Journal of Petrology*, 2001, vol. 42, № 8, p. 1567-1593.
- Davaille A., Lees J.M. Thermal modeling of subducted plates: tear and hotspot at the Kamchatka corner // *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, vol. 266, p. 293-304.
- Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez G., Gordeev E. Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // *Journal of Geophysical Research*, 1997, vol. 102, № B8, p. 17883-17898.
- Hofmann, A.W. Chemical differentiation of the Earth; the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // *Earth and Planetary Science Letters*, 1988, vol. 9, p. 297-314.
- McCulloch M.T., Gamble A.J. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism // *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, vol. 102, p. 358-374.
- Münker C., Wörner G., Yogodzinski G., Churikova T. Behavior of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas // *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, vol. 224, p. 275-293.
- Plank T., Langmuir C.H. An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts // *Earth and Planetary Science Letters*, 1988, vol. 90, p. 349-370.
- Stolper E., Newman S. The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas // *Earth and Planetary Science Letters*, 1994, vol. 121, p. 293-325.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds) *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publications, 1989. London: Geological Society of London. P. 313-345.
- Volynets A., Woerner G., Churikova T., Layer P. The source of Pleistocene-Holocene volcanism in the Sredinny Range back arc, Kamchatka: constraints from trace elements and isotopic compositions // 5th Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Japan-Kurile-Kamchatka-Aleutian Arcs. Japan, 2006. P.40-42.
- Volynets A.O., Churikova T.G., Wörner G., Gordeychik B., Layer P. Mafic Late Miocene – Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // сдано в печать, *Contributions to mineralogy and petrology*.