

## ГЕОХИМИЯ МИОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНИТОВ ОСТРОВА КУНАШИР, БОЛЬШОЙ КУРИЛЬСКОЙ ДУГИ

А.Ю. Мартынов<sup>1</sup>, Jun-Ichi Kimura<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, e-mail: jurassic78@mail.ru

<sup>2</sup>Institute for Research on Earth Evolution IFREE, Yokosuka 237-0061, Japan,  
e-mail: jkimura@jamstec.go.jp

Хотя в последние десятилетия изучению островодужного магматизма посвящено огромное число работ, практически отсутствуют данные о начальных этапах его формирования, эволюции и становления [Stern, 2004]. Детальная информация о ранней стадии развития получена только для ограниченного числа островных дуг, прежде всего Изу-Бонин-Марианской [Ishizuka et al., 2006a; Stern & Bloomer, 1992]; недостаточно исследованы и вопросы открытия задуговых бассейнов, а также вулканыты, связанные с этими событиями [Kelley et al., 2006; Taylor & Martinez, 2003].

Северо-Восточная Японская и Курильская островные дуги развиваются на восточной окраине Евразии и ассоциируют с задуговыми морскими бассейнами Японского моря и Курильской глубоководной котловины, сформированными в позднем кайнозойе [Baranov et al., 2002; Kimura, 1996; Tamaki et al., 1992]. Обе островодужные системы интенсивно изучались для решения вопросов открытия задуговых бассейнов и эволюции магматизма, поскольку в обоих случаях наблюдаются выходы вулканических пород ранних этапов их развития на поверхность из-за общего поднятия территорий на поздних стадиях эволюции [например Goto et al., 1995; Kimura & Yoshida, 2006].

Курильская островная дуга изучена менее детально. Хотя для западной ее части (остров Хоккайдо) геохронологические и геохимические данные многочисленны и доступны, для юго-восточного участка дуги, в том числе и для острова Кунашир, их явно недостаточно. Новые аналитические данные по микроэлементам и изотопам опубликованы только для четвертичных лав наземных вулканов [Bailey et al., 1989; Bindeman & Bailey, 1999; Ishikawa & Tera, 1997; Мартынов и др., 2002, 2006; Журавлев и др., 1985] и отдельных подводных вулканических построек в пределах Курильском котловины [Baranov et al., 2002]. Вулканические породы миоцен – плиоценовых временных интервалов практически не изучены с точки зрения петрологии и геохимии, хотя формирование этих древних пород, возможно, связано с открытием задугового бассейна [Baranov et al., 2002]. В этом случае, история их развития может быть сходна с таковой в пределах о. Хокайдо или СВ Японской дуги.

Целью данной работы является детальное петрохимическое, геохимическое и изотопное исследования вулканических пород ранних этапов формирования самого южного острова Курильской островной дуги - Кунашира, с целью реконструкции эволюции магматизма и роли различных источников в происхождении субдукционных лав.

Курильская островная дуга традиционно рассматривается как часть геодинамической системы, состоящей из Курило-Камчатского желоба, Большой Курильской цепи и задуговой Курильской котловины. Желоб заполнен океаническими осадками с механической примесью континентальных обломков (17-80 % объема), биосиликатного материала (около 9%), вулканического пепла (несколько %) и карбонатов (микроколичество). Пропорция континентальных обломков в осадках увеличивается с севера на юг вдоль желоба [Ishikawa, Tera, 1997].

Многие авторы полагают, что задуговая Курильская котловина была сформирована задуговым спредингом во временном интервале от раннего до среднего миоцена (32 – 15 млн. лет), но магматизм, возможно, был активен и на более поздних этапах [Baranov et al., 2002]. Последнее доказывается высоким тепловым потоком (до 105.1 mW/m<sup>2</sup>) и подводными вулканами плейстоценового возраста (0.84-1.07 м.л.) в западной части Курильской котловины [Tararin et al., 2000; Baranov et al., 2002].

Формирование Курильской островной дуги началось в раннем миоцене или олигоцене. Её длина составляет 1150 км, ширина вулканической зоны 100-200 км. Глубина погруженной плиты под вулканическим фронтом варьирует между 94-92 км. Толщина земной коры незначительно варьирует вдоль дуги, от 28-33 км в южной зоне, 25-30 км в центральной, 32-36 км в северной. Наличие метоморфических ксенолитов (плагноклаз-пироксеновые гранулиты,

амфиболиты, роговики, и различные типы сланцов) в четвертичных базальтах является доказательством образования Курильской островной дуги на континентальном фундаменте [Федорченко и др., 1989]. Выходящие на поверхность вулканические и вулканосадочные породы, делятся на два структурных подразделения. Нижнее, формирующее фундамент, состоит из умеренно дислоцированных неогеновых отложений; верхнее – из практически не дислоцированных продуктов извержений четвертичных вулканов.

Согласно классификационной диаграмме  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  [LeMaitre, 1989] вулканисты острова Кунашир варьируют по составу от базальтов до андезитов, с меньшим количеством дацитов и риолитов и относятся к субщелочной серии. Фронтальные лавы, как древние, так и современные, имеют тенденцию располагаться в низкощелочной области субщелочной серии. Лавы тыловой зоны всех возрастов, так же относятся к субщелочной серии, но отличаются более высокой суммой щелочей, хотя иногда наблюдается перекрытие полей составов пород вулканического фронта и тыловой зоны. На классификационной диаграмме  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  [LeMaitre, 1989] породы вулканического фронта всех возрастов характеризуются как низкокалиевые разности. Вулканогенные образования тыловой зоны, перекрывающие весь возрастной ряд, относятся к низко-калиевой и к умеренно-калиевой серии, или к переходному типу.

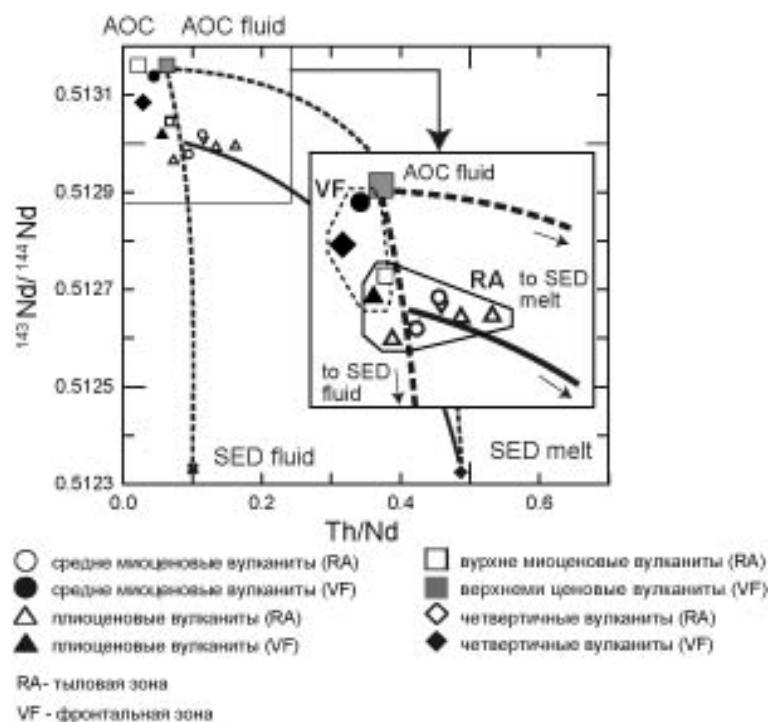
Миоценовые и современные вулканисты тыловой зоны широко варьируют по содержанию  $\text{MgO}$ , содержания которого достигают 12.5 мас%, в отличие от фронтальной зоны, где содержания этого окисла в лавах не превышают 6 мас%. Концентрации  $\text{TiO}_2$  уменьшаются с увеличением  $\text{SiO}_2$  и не показывает явного различия между тыловой и фронтальной зонами на протяжении всего временного интервала (> 15 млн.лет). Вулканисты фронтальной зоны имеют несколько более высокое содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ , и  $\text{FeO}^*$ , и низкое  $\text{Na}_2\text{O}$ , по сравнению с тыловой.

Поведение Rb, Ba, и Zr сходное с поведением  $\text{K}_2\text{O}$  - их концентрации значительно ниже (иногда в два-три раза) в породах фронтальной зоны. Нормализованный к примитивной мантии микроэлементный состав вулканистов острова Кунашир характеризуются относительным обогащением Cs, Rb, Ba, U, Pb и Sr при низкой концентрацией Nb, Ta и легких лантаноидов (LREE) – типичный спектр элементов надсубдукционных лав.

По соотношению изотопов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7033 до 0.7037) лавы фронтальной и тыловой зон практически идентичны, за исключением трех образцов средне миоценового возраста, обогащенных радиогенным стронцием ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.7043$ ). Последнее, возможно, связано с изменением образцов морской водой или коровой контаминацией. Современные базальты фронтальной зоны характеризуются более радиогенным Nd. По изотопным соотношениям  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  вулканисты фронтальной зоны и тыловой зон так же близки между собой, за исключением двух образцов средне миоценового возраста и одного образца плиоценового.

**Эффект коровой контаминации** на состав фронтальных вулканистов, видимо был незначительный, о чем свидетельствует субгоризонтальный тренд их фигуративных точек на диаграмме  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \text{SiO}_2$ . В тоже время субвертикальный тренд тыловодужных лав может свидетельствовать контаминации менее радиогенным Nd в базальтовом источнике.

**Роль и природа субдукционного компонента** в петрогенезисе островодужных магм по-прежнему остается источником дебатов. Для того, чтобы оценить осадок (SED) или измененная океаническая кора (АОС) являются главными источниками субдукционного флюида или расплава, мы использовали дискриминационную диаграмму  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \text{Th}/\text{Nd}$  (рис. 1). Th и Nd некогерентные элементы и их отношение меняется незначительно в процессе плавления или фракционной кристаллизации [например Pertermann et al., 2004]. Оба эти элемента не мобильны во флюидной фазе [например Johnson & Plank, 1999], при этом расплав, образованный в результате плавления осадка будет более обогащен Th, из за высокой концентрации этого элемента в плавящемся веществе. Следовательно, отношение Th/ Nd может быть использовано в качестве дискриминанта при оценки роли флюида или расплава в магмообразовании [например Plank and Langmuir, 1993].



**Рис. 1.** Th/Nd -  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  диаграмма для лав острова Кунашир и их оценка роли влияния субдукционного компонента. Источники измененной океанической коры (AOC) и субдукционного флюида (AOC fluid) использовались по Ishizuka *et al.*, (2006b). Источники осадочного флюида (SED fluid) или расплава (SED melt) были рассчитаны основываясь на среднем валовом составе осадка Курильской и Японской островодужных систем [например Plank & Langmuir, 1998].

На диаграмме Th/Nd -  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (рис. 1) фигуративные точки лав вулканического фронта ложатся на линию между AOC и SED fluid. Из этой диаграмме видно, что SED fluid оказывал относительно небольшое влияние на магмобразование во фронте дуги. В противоположность этому, лавы тыловой зоны характеризуются высоким соотношением Th/Nd и низким  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , формируя горизонтальный тренд, что свидетельствует о небольшом влиянии и на их состав расплава, образованного в результате плавления осадка (SED melt).

Диаграмма  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  - Nb/Zr (здесь не приводится) подтверждает выше сделанные выводы. При низком давлении флюид не может переносить Nb, Zr из осадка в регион плавления мантии из-за низкой мобильности этих элементов во флюидной фазе. Однако при высоком давлении суперкритический флюид может транспортировать Nb и Nd [например Aizawa *et al.*, 2004]. Корреляция между  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  - Nb/Zr предполагает участие расплавленного осадочного компонента в магмогенезисе базальтов тыловой зоны.

### Выводы

Поперечная геохимическая зональность существовала на всех временных этапах (миоцен – голоцен) формирования острова Кунашир. Изученные вулканы имеют типичные островодужные характеристики и неподвержены коровой контаминации. Изотопные соотношения Nd и некогерентных элементов предполагает, что вулканы фронтальной и тыловой зоны подвержены влиянию субдукционных компонентов - AOC и океанического осадка, с более сильным влиянием расплава, образованного в результате плавления океанического осадка в тыловой зоне.

### Список литературы

**Журавлев Д.З., Цветков А.А., Журавлев А.З. и др.** Латеральные вариации изотопных отношений неодима и стронция в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение // *Геохимия*, 1985. № 12. С. 1723-1736.

**Мартынов Ю.А., Дриль С.И., Чашин А.А., Рыбин А.В. Мартынов А.Ю.** Геохимия базальтов островов Кунашир и Итуруп - роль несубдукционных факторов в магмогенезисе Курильской островной дуги // *Геохимия*, 2005. №4. С. 369-383.

**Мартынов Ю.А., Дж. И. Кимура, академик Ханчук А.И., Рыбин А.В., Чашин А.А., Мартынов А.Ю.** Магматические источники четвертичных лав Курильской островной дуги: новые данные по изотопии стронция и неодима // ДАН, 2007. № 5. С. 670-675.

**Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И.** Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис // М.: Наука, 1989. С. 239.

**Aizawa K., Yoshimura R. & Oshiman N.** Splitting of the Philippine Sea Plate and a magma chamber beneath Mt. Fuji // Geophysical Research Letters, 2004. 31.

**Bailey J. C., Frolova T. I. & Burikova I. A.** Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1989. 102. P. 265-80.

**Baranov B., Wong H. K., Dozorova K., Kapp B., Lüdmann T. & Karnaukh V.** Opening geometry of the Kurile Basin (Okhotsk Sea) as inferred from structural data // Island Arc, 2002. 11. P. 206-19.

**Bindeman I. N. & Bailey J. C.** Trace elements in anorthite megacrysts from the Kurile Island Arc: a window to across-arc geochemical variations in magma compositions // Earth and Planetary Science Letters, 1999. 169. P. 209-26.

**Goto Y., Nakagawa M. & Wada K.** Tectonic setting of the Miocene volcanism in northern Hokkaido, Japan: speculation from their K–Ar ages and major element chemistry // Journal of Mineralogy Petrology and Economic Geology, 1995. 90. P. 109-23.

**Ishizuka O., Kimura J.-I., Li Y. B., Stern R. J., Reagan M. K., Taylor R. N., Ohara Y., Bloomer S. H., Ishii T., Hargrove U. & Haraguchi S.** Early stages in the evolution of Izu–Bonin arc volcanism: New age, chemical, and isotopic constraints // Earth and Planetary Science Letters, 2006a. 250. P. 385-401.

**Ishikawa T. & Tera F.** Source, composition and distribution of the fluid in the Kurile mantle wedge: Constraints from across-arc variations of Br/Nb and B isotopes // Earth and Planetary Science Letters, 1997. 152. P. 123-38.

**Johnson M. C. & Plank T.** Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments // Geochemistry, Geophysics, Geosystem (G3), 1999. 13. doi:10.1029/999GC000014.

**Kelley K. A., Plank T., Grove T. L., Stolper E. M., Newman S. & Hauri E.** Mantle melting as a function of water content beneath back-arc basins // Journal of Geophysical Research, 2006 111. doi:10.1029/2005JB003732.

**Kimura J.-I. & Yoshida T.** Contributions of slab fluid, mantle wedge and crust to the origin of Quaternary lavas in the NE Japan arc // Journal of Petrology, 2006. 47. P. 2185-232.

**Kimura J.-I. & Yamada Y.** Evaluation of major and trace element XRF analyses using a flux to sample ratio of two to one glass beads // Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology, 1996. 91. P. 62-72.

**LeMaitre R. W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre LeBas M. J., Sabine P. A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A. R. & Zanettin B.** A classification of igneous rocks and glossary of terms // Oxford: Blackwell, 1989.

**Plank T. & Langmuir C. H.** 1993. Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones // Nature, 1993. 362. P. 739-42.

**Pertermann M., Hirschmann M.M., Hametner K., Gunther D., Schmidt M.W.** Experimental determination of trace element partitioning between garnet and silica-rich liquid during anhydrous partial melting of MORB-like eclogite // Geochemistry Geophysics Geosystem (G3), 2004. 22. doi:10.1029/2003GC000638

**Taylor B. & Martinez F.** Back-arc basin basalt systematics // Earth and Planetary Science Letters, 2003. 6632. P. 1-17.

**Tamaki K., Suyehiro K., Allan J., Ingle J., J.C. & Pisciotto K. A.** Tectonic synthesis and implications of Japan sea ODP Drilling // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1992. P. 1333-48.

**Tararin I. A., Lelikov E. P. & Itaya T.** Pleistocene submarine volcanos of east part Kuril arc (sea of Okhotsk) // Reports of the Russian Academy of Science, 2000. 371. P. 366-70.

**Stern R. J.** Subduction Initiation: Spontaneous and Induced // Earth and Planetary Letters, 2004. 226. P. 275-92.

**Stern R. J. & Bloomer S. H.** Subduction zone infancy : Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California // Geological Society of America Bulletin, 1992. 104. P. 1621-36.