

Island-arc magma sources and island-arc volcanism evolution.

Plechov P.Yu.

Geological department of Moscow State University

pavel@web.ru

New petrologic and geodynamic model for island arc systems is proposed to satisfactorily explain of space and spatial variations of island arc volcanic series. The main idea of the model is step-by-step involving of additional sources of melting to magma generation processes during evolution of the island arc system. Each stage of the island arc evolution is characterized by the specific set of volcanic series.

Primitive island arcs are defined by one main source of magma. Magma generated by fluid induced melting of the mantle wedge above subducted slab. As a result, Hi-Mg and Low-K basalts are predominant volcanic rocks in primitive island arcs. It has clear island arc geochemical signature which produced by fluid-mobile influx from the slab.

The thickness of the island arc crust is growing up during island arc evolution and magmas could be more evolved with island arc crust growth. This crust consists of volcanogenic material, which usually altered to greenschists. Global scale of such low-grade metamorphism is proved by occurrence of wide distributed few-million years old island arc volcanic rocks, which mostly metamorphized. These greenschists could be easily transformed to amphibolites in lower parts of island arc crust. Thus, after several million years primitive island arc became a developed island arc with crust which consists of rocks metamorphized in greenschists and amphibolite facies.

Large volume of silica-rich and intermediate volcanic rocks is common for developed island arc. It may be explained by additional new area of magma generation inside the crust [Tamura, Tatsumi, 2002; Dufek, Bergantz, 2005]. Partial melting of greenschists produce silica-rich melts [Montel, Vielzeuf, 1997], amphibolites could produce silica-rich melts at the low pressure [Johannes, Holtz, 1996; Nakajima, Arima, 1998; Lupulescu, Watson, 1999] or could be "granitized" [Selbekk et al., 2002]. Experiments [Rapp, Watson, 1995; Gardien et al., 2000] and calculations [Kimura et al., 2002] shows that partial melting of amphibolites in water-saturated conditions and at 8-10 kbar of the pressure (it's corresponds to lower parts of developed island arcs) could produce andesibasalts or even basalts (at high degree of the partial melting). It's important, that amphibole is a restite phase at these conditions. If we assume that the lower crust amphibolites are formed from high-Mg basalts of previous stage, it leads to producing of less magnesian melts than high-Mg basalts of primitive island arcs. Amphibole-bearing restite could preserve significant amount of LREE, Nb, Ti and K. As a result of melting of the island arc lower crust we can expect magmas which are well corresponding to low-K tholeiitic island arc series of volcanic fronts of developed island arcs.

I suppose that magmas could emanate simultaneously from several levels of the island arc system: 1) high-Mg low-K basalts could be generated by fluid-induced melting of the mantle wedge; 2) low-K andesibasalts and basalts are from amphibolite melting at the lower crust conditions; 3) silica-rich magmas could be formed by melting of island arc upper crust metamorphic rocks. All these magmas could mixing each other in transitional magma chambers and then erupt in the same volcanic center with hybrid rocks forming. Such scheme is a very confusing factor for clear determination of volcanic series for a lot of island arc volcanoes.

Mature island arcs (like Japan or Kamchatka) are developing after jump of a subduction zone toward to ocean. Such jumps are very common for most of known island arcs and responsible for two-chain structure of island arcs. Volcanic front starts to form again after such jump following the scenario which described above, whereas former volcanic front shifts to backarc settings and could suffer farther evolution. Fluid induced melting is impossible at this stage and could be only as relics. At the moment the island arc crust under forming volcanic front is consist of metavolcanic rocks in upper part and restites of melting in lower part of the crust. As was concerned above, melting at lower crust settings could leads to amphibole enrichment in restites and after dehydration will form pyroxenites or amphibole-bearing pyroxenites. P. Kelemen and coauthors [Kelemen et al., 2003] demonstrated occurrence of pyroxenites in lower part of the palaeoarc Talkeetna (Alaska) and shows with mass-balance that significant amount of pyroxenites were delaminated. If these pyroxenites were formed as restites after producing of low-K volcanic front magmas, it means that its composition will be complementary with low-K magmas, i.e. pyroxenites will be enriched in K, Ti, Nb, LREE in comparison with primary amphibolites, which formed after primitive island arc basalts. [Jull, Kelemen, 2001] demonstrated that pyroxenitic lower crust is gravitational unstable and has higher density than undergoing mantle. It's relatively clear that time of an extinction of the former volcanic front

(ceasing of fluid and melt inflow to island arc crust) is ideal for delamination of main part of pyroxenites in the lower part of island arc crust. Sinking of delaminated blocks leads to magma generation due to both partial melting of the pyroxenites and disturb of the mantle. According this model the new source of the magma will form in the area of former volcanic front due to delamination and dehydration of delaminated blocks of pyroxenites and amphibole-bearing pyroxenites of lower part of a island arc system. These magmas should be enriched in LREE, Nb, Ti, K in comparison with «typical» island arc calc-alkaline magmas. Such geochemical signature is typical for subalkaline volcanic rocks, which erupts in former volcanic fronts. Sometimes heat flow could be enough for new act of upper crust melting after delamination and new magma influx. It could lead to silica-rich magmas appearance inside areas of subalkaline volcanism.

According suggested petrologic and geodynamic model of island arc evolution we can determine several stages: 1) primitive island arc with dominated fluid induced mantle melting; 2) developed island arc with combination of fluid-induced mantle melting and island arc crust melting; 3) mature island arc with former volcanic front and melting of delaminating blocks under this one. Assuming the model, the geochemical zoning of synchronous volcanism across mature (two or more chains) island arc system could be explained by several zones with different sets of magma sources due to evolution of island arc system and jumps of volcanic front position.

References:

- 1 Dufek J., Bergantz G. W. Lower crustal magma genesis and preservation: a stochastic framework for the evaluation of basalt–crust interaction // *J. Petr.*, 2005, V. 46(11), p. 2167-2195.
- 2 Gardien V., Thompson A.B., Ulmer P. Melting of biotite + plagioclase + quartz gneisses: the role of H₂O in the stability of amphibole // *J. Petr.*, 2000, V. 41, p. 651–666.
- 3 Johannes W., Holtz F. *Petrogenesis and Experimental petrology of granitic rocks* // Heidelberg: Springer, 1996, 355 p.
- 4 Jull M., Kelemen P. B. (2001) On the conditions for lower crustal convective instability // *J. Geophys. Res.*, 2001, V. 106, p. 6423–6446.
- 5 Kelemen P.B., Hanghoj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with emphasis on primitive andesite and lower crust // In: *Treatise on Geochemistry*. Oxford: Elsevier–Pergamon, 2003, p. 593–659.
- 6 Kimura J., Johida T., Iizumi S. Origin of Low-K intermediate lavas at Nekoma volcano, NE Honshu arc, Japan: Geochemical constraints for lower-crustal melts // *J.Petr.*, 2002, V. 48, № 4, p. 631-661
- 7 Lupulescu A., Watson E.B. Low melt fraction connectivity of granitic and tonalitic melts in a mafic crustal rock at 800 C and 1 GPa // *Contrib Mineral Petrol*, 1999, V. 134, p. 202-216.
- 8 Montel J.M., Vielzeuf D. Partial melting of metagreywackes. Part II: compositions of minerals and melts // *Contrib Mineral Petrol.*, 1997, V. 128, p.176-196.
- 9 Nakajima K., Arima M. Melting experiments on hydrous low-K tholeiite: implications for the genesis of tonalitic crust in the Izu–Bonin–Mariana arc // *Island Arc*, 1998, V. 7, p. 359–373.
- 10 Rapp E.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crustal-mantle recycling // *J. Petr.*, 1995, V. 36, p. 891-931.
- 11 Tamura Y., Tatsumi Y. Remelting of an andesitic crust as a possible origin for rhyolitic magma in oceanic arcs; an example from the Izu-Bonin Arc // *J. Petr.*, 2002, V. 43(6), p.1029-1047.
- 12 Selbekk R.S., Bray C., Spooner E.T.C. Formation of tonalite in island arcs by seawater-induced anatexis of mafic rocks; evidence from the Lyngen Magmatic Complex, North Norwegian Caledonides // *Chem. Geol.*, 2002, V. 182, p. 69–84.

Источники островодужных магм и эволюция островодужного вулканизма.

П.Ю.Плечов

Геологический факультет Московского Государственного Университета имени М.В.Ломоносова
pavel@web.ru

Предлагается для обсуждения геодинамическая модель развития островодужной системы, которая удовлетворительно объясняет специфику проявления различных островодужных магматических серий, связывая изменение характера вулканизма в различных зонах островной дуги с вовлечением дополнительных источников магмогенерации по мере эволюции островодужной системы. Выделяется несколько стадий развития островодужной системы, каждая из которых характеризуется собственной формацией вулканических пород.

На стадии примитивной островной дуги доминирует один источник магмогенерации, связанный с плавлением мантийного клина под воздействием флюида, отделяющегося от субдуцированной океанической плиты. При этом образуются магнезиальные низкокальциевые базальты, с ярко выраженной островодужной геохимической спецификой за счет привнесения легкоподвижных компонентов флюидом из субдуцированной плиты.

По мере эволюции островной дуги постепенно увеличивается мощность островодужной коры, что приводит к возможности дифференциации магм при их подъеме. Островодужная кора примитивных островных дуг сложена преимущественно вулканогенным материалом, который легко подвергается метаморфизму фации зеленых сланцев. Глобальный масштаб низкотемпературного метаморфизма островодужных вулкаников демонстрируется тем, что практически все вулканические породы островных дуг старше нескольких млн. лет частично или полностью метаморфизованы. По мере формирования островодужной коры и накоплению вулкаников, нижние части коры подвергаются метаморфизму амфиболитовой фации, т.е. островодужная кора в момент перехода от стадии примитивной островной дуги к стадии развитой островной дуги, сложена не базальтами, а метаморфизованными в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях породами.

Характерный для стадии развитой островной дуги большой объем кислых вулкаников и андезитов объясняется появлением новой области магмогенерации за счет частичного плавления островодужной коры [Tamura, Tatsumi, 2002; Dufek, Bergantz, 2005]. При частичном плавлении зеленых сланцев образуются кислые расплавы [Montel, Vielzeuf, 1997]. При частичном плавлении амфиболитов при низких давлениях также образуются кислые расплавы [Johannes, Holtz, 1996; Nakajima, Arima, 1998; Lupulescu, Watson, 1999] или амфиболиты подвергаются гранитизации [Selbekk et al., 2002]. Эксперименты [Rapp, Watson, 1995; Gardien et al., 2000] и численное моделирование [Kimura et al., 2002] показали, что в водонасыщенной системе при давлениях 8-10 кбар, соответствующих низам островодужной коры развитых островных дуг возможно плавление амфиболитов с образованием андезибазальтовых и даже базальтовых (при больших степенях плавления) расплавов. При этом, амфибол остается в рестите от плавления. Если, в качестве субстрата выступают амфиболиты, которые по химическому составу соответствуют магнезиальным базальтам примитивных островных дуг то, образующиеся расплавы будут существенно менее магнезиальны, чем исходный субстрат. Кроме этого, наличие амфибола в рестите связывает существенную часть легких REE, Nb, Ti и калия. Таким образом, при плавлении вещества примитивных островных дуг в условиях низов мощной островодужной коры появляются магмы, обладающие всеми специфическими чертами низкокальциевых серий вулканических фронтов развитых островных дуг.

В развитых островодужных системах вполне вероятны случаи, когда магмогенерация происходит одновременно на нескольких уровнях: 1) в мантии, за счет привнесенного флюида продолжают образовываться магнезиальные низкокальциевые базальты 2) в нижних частях островодужной коры происходит плавление амфиболитов с образованием низкокальциевых магм 3) в средних и верхних частях островодужной коры происходит генерация кислых магм. Поднимающиеся магмы из различных источников могут взаимодействовать друг с другом на уровне промежуточных очагов и изливаться в одних и тех вулканических центрах, образуя гибридные породы. Поэтому, четкое разделение вулкаников по типам магмогенерации возможно не для любых вулканических центров.

Переход от стадии развитой островной дуги к зрелой островной дуге связывается со смещением зоны субдукции по направлению к океану. Такое смещение характерно для подавляющего большинства известных островных дуг и обуславливает их двучленное строение. Фронтальная дуга начинает формироваться по сценарию, описанному выше, тогда как бывший вулканический фронт, оказавшийся в тыловой зоне, претерпевает дальнейшую эволюцию. На этой стадии вулканическая деятельность, связанная с привнесением флюида из субдуцированной плиты в мантию, практически прекращается и может носить только реликтовый характер. Строение коры этой зоны островодужной системы характеризуется дифференцированными частично метаморфизованными вулканиками в верхних структурных ярусах и породами, оставшимися от частичного плавления островодужной коры в нижних структурных ярусах. Как было рассмотрено выше, плавление в условиях низов островодужной коры может приводить к накоплению амфибола в рестите, что при условии

частичной дегидратации и дальнейшего метаморфизма приводит к образованию пироксенитов, или амфиболовых пироксенитов. [Kelemen et al., 2003] показали на основе масс-баланса островодужной системы и детально изученных разрезов палеодуги Талкитна (Аляска), что для низов островодужной коры характерно присутствие пироксенитов. Если эти пироксениты образовались как реститы при генерации низкокальциевых серий вулканического фронта, то они по составу должны быть комплементарны этим сериям - обогащены калием, титаном, ниобием и легкими REE по сравнению с первоначальными амфиболитами, отвечавшими по составу островодужным базальтам примитивных островных дуг. [Jull, Kelemen, 2001] показали, что в условиях нижней части островодужной коры пироксениты будут тяжелее, чем подстилающая их мантия при достижении некоторой критической мощности островодужной коры, что приводит к их гравитационной нестабильности. Можно предположить, что стадия отмирающего вулканического фронта, на которой островодужная кора перестает подпитываться мантийными расплавами и флюидопотоками, является идеальной для создания условий, при которых происходит деляминация (по Kelemen et al., 2003) основной части пироксенитов нижней части островодужной коры. При этом, погружение блоков пироксенитов и амфиболовых пироксенитов в мантию должно вызывать формирование расплавов как за счет частичного плавления этих пироксенитов, так и за счет возмущений в мантии возникающих вследствие этого погружения. Таким образом, исходя из предложенной модели, в тыловой зоне островных дуг после перерыва в вулканической активности начинает формироваться новая область магмогенерации, связанная с деляминацией и дегидратацией пироксенитов и амфиболовых пироксенитов нижней части островодужной коры. Исходя из состава пироксенитов, рассмотренного выше, расплавы должны быть обогащены легкими REE, Nb, Ti, калием по сравнению с низкокальциевыми «типично островодужными» сериями. Такая геохимическая специфика как раз и характерна для субщелочных вулканитов, появляющихся на зрелой стадии развития островодужной системы. Вполне возможно, что теплового потока, создаваемого процессами деляминации и поднимающимися магмами, на некоторой стадии окажется достаточно, чтобы вызвать дополнительное плавление в средних и верхних частях островодужной коры, что может проявиться в появлении кислых магм. При локализации и гибридизации расплавов из разных зон магмогенерации эти кислые вулканиты также могут иметь субщелочную или даже щелочную специфику.

Таким образом, по мере эволюции дуги и развития зрелой островодужной системы к доминирующему на стадии примитивной островной дуги плавлению мантийного источника добавляются коровые источники магмогенерации. Специфика вулканических серий развитых островных дуг преимущественно определяется плавлением пород корового субстрата, таких как амфиболиты и амфиболовые пироксениты. Вследствие общей эволюции островодужной системы и последовательному смещению вулканического фронта навстречу субдуцирующей плите на зрелых островных дугах может возникать характерная геохимическая зональность синхронного вулканизма в пределах нескольких различных по условиям магмогенерации зон.

Литература:

1. Dufek J., Bergantz G. W. Lower crustal magma genesis and preservation: a stochastic framework for the evaluation of basalt–crust interaction // *J. Petr.*, 2005, V. 46(11), p. 2167-2195.
2. Gardien V., Thompson A.B., Ulmer P. Melting of biotite + plagioclase + quartz gneisses: the role of H₂O in the stability of amphibole // *J. Petr.*, 2000, V. 41, p. 651–666.
3. Johannes W., Holtz F. *Petrogenesis and Experimental petrology of granitic rocks* // Heidelberg: Springer, 1996, 355 p.
4. Jull M., Kelemen P. B. (2001) On the conditions for lower crustal convective instability // *J. Geophys. Res.*, 2001, V. 106, p. 6423–6446.
5. Kelemen P.B., Hanghoj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with emphasis on primitive andesite and lower crust // In: *Treatise on Geochemistry*. Oxford: Elsevier–Pergamon, 2003, p. 593–659.
6. Kimura J., Johida T., Iizumi S. Origin of Low-K intermediate lavas at Nekoma volcano, NE Honshu arc, Japan: Geochemical constraints for lower-crustal melts // *J. Petr.*, 2002, V. 48, № 4, p. 631-661
7. Lupulescu A., Watson E.B. Low melt fraction connectivity of granitic and tonalitic melts in a mafic crustal rock at 800 C and 1 GPa // *Contrib Mineral Petrol*, 1999, V. 134, p. 202-216.
8. Montel J.M., Vielzeuf D. Partial melting of metagreywackes. Part II: compositions of minerals and melts // *Contrib Mineral Petrol.*, 1997, V. 128, p.176-196.
9. Nakajima K., Arima M. Melting experiments on hydrous low-K tholeiite: implications for the genesis of tonalitic crust in the Izu–Bonin–Mariana arc // *Island Arc*, 1998, V. 7, p. 359–373.
10. Rapp E.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crustal-mantle recycling // *J. Petr.*, 1995, V. 36, p. 891-931.
11. Tamura Y., Tatsumi Y. Remelting of an andesitic crust as a possible origin for rhyolitic magma in oceanic arcs; an example from the Izu-Bonin Arc // *J. Petr.*, 2002, V. 43(6), p.1029-1047.
12. Selbekk R.S., Bray C., Spooner E.T.C. Formation of tonalite in island arcs by seawater-induced anatexis of mafic rocks; evidence from the Lyngen Magmatic Complex, North Norwegian Caledonides // *Chem. Geol.*, 2002, V. 182, p. 69–84.