

РИФТОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ НАЧАЛЬНЫХ И ЗАВЕРШАЮЩИХ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ СИСТЕМ

Л.Н. Шарпенюк, Е.А. Кухаренко, А.Е. Костин

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского
(ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, e-mail: lyudmila_sharpenok@vsegei.ru

Одной из важнейших проблем магматической геологии является выявление закономерностей проявления магматизма, в частности вулканизма, связанного с возникновением и эволюцией рифтовых и рифтоподобных зон в подвижных поясах (ПП) и входящих в их состав подвижных областях (ПО) и подвижных системах (ПС). Рифтогенный магматизм в этих структурах проявлялся периодически в связи с закономерно повторяющимися глубинными энергетическими импульсами, сопряженными с началом каждого периода-ритма пульсационно-направленного развития подвижных поясов. Понятие рифтогенного магматизма ограничено нами рамками, соответствующими динамике процесса, – прорывом к поверхности земной коры относительно неистощенного мантийного вещества в условиях деструкции литосферы. Форма реализации импульсов рифтогенеза определяется, как правило, строением конкретного блока земной коры, а тип рифтогенных проявлений, отраженный в ряде структурно-вещественных признаков, обусловлен сопряженностью с геодинамическим режимом, сменяющимся в ходе развития подвижной области. Рифтогенез комплементарен всем геодинамическим режимам подвижных поясов, будучи для них процессом закономерным, не разрушающим, а лишь усложняющим эволюционную направленность их тектоно-магматического развития. Таким образом, в ходе развития подвижных систем проявления рифтогенного магматизма происходили неоднократно и были сопряжены как с режимами растяжения, так и с режимами сжатия земной коры. Анализ рифтогенных магматических, в частности, вулканических, образований неогей подвижных областей на территории России и некоторых стран ближнего зарубежья позволил выявить основные их признаки и установить, что рифтогенные комплексы, сопряженные на начальных стадиях развития ПС с режимами преобладающего растяжения, обладают чертами сходства, отчетливо отличающими их от проявлений рифтогенного магматизма, синхронного режимам преобладающего сжатия завершающих стадий.

Рифтогенные вулканические образования режимов преобладающего растяжения. Развитие подвижных систем и подвижных областей, закладывавших на первом этапе развития подвижных поясов на дорифейском кристаллическом основании, (первичных) начинается с глубинных энергетических импульсов, которые в условиях кратонного состояния земной коры реализовывались, прежде всего, в процессах инициального (предваряющего масштабное растяжение) рифтогенеза, по своему характеру близкого к континентальному, но в отличие от последнего сменяющегося качественно иным процессом. Самой выразительной формой проявления этого рифтогенеза являются грабенообразные структуры шириной от 15-30 км (например, Алтае-Саянская область) до 30-50 км (Урал), группирующиеся в протяженные зоны (более 1000 км на Урале) как в краевых, так и во внутренних частях подвижных систем.

Признаки процессов рифтогенеза начальных стадий развития первичных подвижных системах выражаются также в том, что вулканы толеитового ряда типичных офиолитовых ассоциаций в разрезах предваряются и (или) сочетаются с контролируемыми глубинными разломами трахибазальтами или базальтами с повышенной титанистостью. Эти признаки отмечаются практически во всех рассмотренных подвижных системах на территории России и некоторых других стран: в Байкальской ПО - в Байкало-Витимской ПС (келянская св. R₃) и в Джидинской структурно-вещественной зоне Селенгино-Яблоновой ПС (хохюртовская св. V-С₁), а также на прилегающей территории МНР [Ильин, 1982; Гордиенко, 1987, 2003; Кузьмин и др., 1995]; в Алтае-Саянской ПО - в составе кульбюрстюгской, манжерокской, чингинской, бахтинской и других свит (R₃-V-С₁) Шорско-Батеневской, Актоврак-Куртушибинской, Катунской, Кувайской и ряда других зон [Трофимов и др., 1980; Маньковский и др., 1982; Волков, 1986; Порошин, 1995; Ярошевич и др., 1995; Промылова, 2005; и др.]; в Чарской зоне Обь-Зайсанской ПО (D₃-С₁) [Полянский и др., 1981; Сафонова, 2004] и др. Наиболее полно рифтогенный вулканизм начальной стадии проявился в Уральской подвижной области (особенно на Южном Урале), где в раннем палеозое происходил раскол континентальной коры, образование рифтовых грабеновых структур [Кореневский, 1980; Савельев и др., 2006] и перерас-

тание их в синклиналильные трюги. Развитие рифтовых структур здесь начиналось в условиях мелководного бассейна с трещинных излияний базальтов в зоне осевого поднятия, вдоль склона которого вулканы замещаются терригенными осадками грабеновой фации [Голдин, Пучков, 1978; Серавкин и др., 1992] мощностью до 4 км. Сходное зональное строение рифтогенных впадин наблюдается и в других ПО, например, в Алтае-Саянской (Актоврак-Куртушибинская зона).

В отличие от рассмотренных выше ПС меж- и внутриконтинентальных (Центрально-Азиатского и др.) поясов в пределах ПС окраинно-континентального Тихоокеанского ПП образования инициального рифтогенеза не установлены, но отмечаются импульсы рифтогенного вулканизма, начинающего более поздние ритмы многократно регенерирующегося режима растяжения. Зоны рифтогенеза протяженностью в сотни километров обычно фиксируются сериями магмаконтролирующих разломов. Так, в линейной Монголо-Охотской ПС проявления рифтогенного вулканизма приурочены к одним и тем же периодически оживлявшимся (Є, S, D, C) шовным зонам на границе с Сихотэ-Алиньской ПС. В Верхояно-Колымской ПО рифтогенез рассматриваемого типа также проявлялся в связи с регенерациями режима растяжения.

Магматическими образованиями, характерными для рифтогенеза начальных стадий развития первичных ПС, являются трахибазальты, высокотитанистые трахибазальты и базальты, реже трахиандезитобазальты, ферробазальты, пикробазальты, щелочные базальты. Обычна ассоциация этих пород с базальтоидами толеитового ряда и натриевыми риолитоидами, не связанными генетически с рифтогенными процессами, а также с породами исландитового ряда. Преобладающим среди пород комплексов оливиновым или оливин-пироксеновым трахибазальтам свойственна повышенная щелочность ($K_2O + Na_2O = 3,5-5\%$) обычно калиево-натриевого и натриевого типа; по содержаниям калия породы относятся к низко, нормально и высококалиевым. В Амурской ПО в трахибазальтовых комплексах по содержанию калия выделяется несколько серий. При этом отмечается возрастание калиевого содержания от комплекса к комплексу во времени, вплоть до составов, близких к породам абсарокит-латитовой серии, что, вероятно, обусловлено увеличением глубинности магматических очагов. Для трахибазальтов разных регионов в основном отмечается обратная зависимость между общей щелочностью, в том числе калиевой, и концентрацией титана, высокие содержания которого (до 2,5-3% TiO_2) свидетельствуют о значительных давлениях и глубинности области магнезитового образования [Лутц, 1980]. При высоких значениях суммарного железа ($FeO + Fe_2O_3 = 12-17\%$) и высокой железистости трахибазальтам в целом присуще накопление этого элемента по фернеровскому типу – на начальных этапах дифференциации расплава (Серавкин и др., 1992; Порошин, 1995). Породам свойственны, кроме того, повышенные содержания фосфора и марганца и переменные концентрации тугоплавких элементов (Ni, Co, Cr), отражающие степень плавления мантийного субстрата. На Южном Урале отмечается зональный характер распределения в породах Fe, Ni, Cr, а также Ti, содержание которых нарастает в рифтогенных комплексах от центральной зоны к периферии Уральской ПО. Содержания Rb и Sr переменны и прямо коррелируются с содержаниями соответственно K_2O и Na_2O , при этом для Sr чаще отмечаются умеренные и высокие значения, особенно в трахибазальтах Западного Забайкалья (Кузьмин и др., 1995), обогащенных некогерентными элементами, включая легкие лантаноиды. Анализ химизма трахибазальтов (главным образом инициальных) позволяет сделать вывод о формировании этих пород в обстановке, близкой условиям континентального рифтогенеза [Серавкин и др., 1992; Каретин, 1987; Ярошевич и др., 1995] при наибольшей их сопоставимости с умереннощелочными оливиновыми базальтами стратоидной серии Афара. Вместе с тем для ряда зон (Джидинская, Катунская и др.) характерны также умереннощелочные высокотитанистые базальты типа OIB [Гордиенко и др., 2004; Сафонова, 2004, 2008], обычно ассоциирующие с толеитовыми базальтами типа MORB.

Заложение вторичных ПС (второго этапа развития ПП) происходило не на докембрийском основании, а на образованиях первичных ПС (т. е. на образованиях первого этапа развития ПП). Вследствие увеличения жесткости коры процессы рифтогенеза с широким развитием вулканизма являются ведущими для режимов преобладающего растяжения большинства вторичных ПС. Рифтогенные образования, как правило, развиваются на устойчивых поднятиях, в связи с шовными зонами, часто являвшимися благоприятными для проявления процессов рифтогенеза еще на предыдущем этапе развития подвижных поясов. Рифтогенез этого типа наиболее полно представлен в Илнй-Тасской вторичной ПС Верхояно-Колымской ПО, где сформировался протяженный пояс (I_3), состоящий из узких грабенов,

заполненных разнородными, в том числе рифтогенными отложениями. Проявления рифтогенного магматизма выделены в трахибазальтовый вулканический комплекс и габбро-трахидолеритовый комплекс гипабиссальных малых интрузивов, часто образующих цепочки в осевых частях грабенов. В Амурской ПО рифтогенные образования рассматриваемого типа представлены только вулканитами трахибазальтового состава, приуроченными к тем же шовным зонам, что и начальные рифтогенные вулканиты первого этапа развития ПО.

Вулканиты, сопряженные с режимом растяжения вторичных ПС, представляют собой слабодифференцированные базальтоиды, принадлежащие умереннощелочному петрохимическому ряду с калиево-натриевым и натриевым типом щелочности, а по содержанию калия – к умеренно и высококалиевым сериям. В Сихотэ-Алине, где химизм пород вторичной ПС в значительной степени унаследован от предыдущего этапа, они относятся к высококалиевым и абсарокит-шошонитовым сериям, при этом их щелочность в целом более высокая, чем в рифтогенных вулканитах первичной ПС. Трахибазальты характеризуются довольно высокими содержаниями железа, с тенденцией его накопления в процессе дифференциации и с высокими значениями соотношений трех- и двухвалентного железа. Содержания титана также повышены (в среднем $TiO_2 = 2\%$) и прямо коррелируются с содержаниями железа и степенью его окисленности. Отмечается также прямая зависимость между содержаниями титана и калия. Отмечаются высокие содержания Р, Sr, Ba и низкое значение $^{87}Sr / ^{86}Sr$ (0,7038-0,7058), что свидетельствует о глубинности источника расплавов. Тугоплавкие элементы (Ni и Co) содержатся в породах в умеренных количествах, а их соотношение соответствует таковому в производных мантийных магм. Высокие содержания легких редкоземельных элементов, в том числе цериевой группы, также свидетельствуют о большой глубине магнаобразования, а их распределение соответствует направлению дифференциации этих элементов в базальтах зон с режимом растяжения [Сурнин, 1990; Шарков и др., 1986]. Породы в целом по своим основным характеристикам сходны с образованиями континентальных рифтовых зон, в частности с умереннощелочными базальтами Восточно-Африканской рифтовой зоны. В Омсукчанской зоне Верхояно-Колымской ПО в пределах рифтогенной по своей природе структуре в низах разреза заполняющих ее молассовых отложений отмечаются ультракалиевые, по-видимому гибридные, кислые вулканиты, несущие признаки воздействия рифтогенных флюидов.

Примечательно, что в Рудном Алтае, где вулканиты (D) ранней стадии вторичной ПС представлены преимущественно породами кремнекислого состава, также несущими следы мантийного воздействия, а вулканический процесс имеет антидромный характер, рифтогенез сопряжен скорее с завершением начального периода развития вторичной ПС. Щелочность (особенно калиевая) ассоциированных кислыми вулканитами базальтоидов, как и ассоциации в целом, уменьшается вверх по разрезу, а особенности вещественного состава пород указывают на их формирование в условиях рифта [Щерба и др., 1984; Яковлев и др., 1984] на континентальной окраине [Демина, Промыслова, 2001], переходящей в океанический бассейн.

Рифтогенные магматические образования режимов преобладающего сжатия. С напряжениями преобладающего сжатия сопряжены, как известно, сводообразующие режимы ПС. Прежде всего, это послескладчатые орогенные и тафрогенные режимы различных этапов развития ПП. Характерной особенностью этих режимов является сочетание корового магматизма с мантийным базитовым. В соответствии с этим для режимов преобладающего сжатия, особенно тафрогенного режима как первичных, так и вторичных ПС, типичны бимодально-контрастные комплексы и ассоциации магматических образований. При орогенном режиме коровые вулканиты преобладают над мантийными, которые тяготеют к низам ритмов в разрезах мульдообразных впадин, фиксируя иницирующие расколы земной коры – например, в орогенном вулканическом поясе Алазейско-Олойской ПС Верхояно-Колымской ПО [Белый, 1971]. При тафрогенном же режиме роль рифтогенеза в условиях раскола сводов усиливается – часто формируются достаточно протяженные (50-70, иногда 250 км и более) рифтогенные грабены, увеличивается значимость мантийного магматизма, особенно в тафрогенах вторичных ПС, вплоть до исключительного развития базитов в некоторых структурах [Михайлов, Шарпенюк, 1989].

Бимодальные (преимущественно трахириолит-трахибазальтовые, трахириолит-трахиандезибазальтовые) вулканические ассоциации завершающих стадий развития первичных ПС известны во многих ПО, в том числе в Алтае-Саянской ПО в наложенных девонских впадинах – Минусинских и др. [Смагин, Ножкин, 1991; Рихванов и др., 1991; Зубков, 1986;

Парначев и др., 1996], местами по латерали сменяясь трахибазальт-щелочнобазальтовым комплексом, образующим грабенообразные структуры (Талановская и др.); в Алазейско-Олойской ПС (K_2-P); в Байкало-Витимской ПС – падринская св. $R_3-V?$ [Булдыгеров и др., 1992]; в Девонском поясе Казахстана (Бахтеев, 1987; Курчавов, 1989); среди проявлений позднекайнозойского вулканизма Малого Кавказа (Имамвердиев, 1995); в позднепалеозойском вулкано-плутоническом поясе Южного Гиссара, где тафроген может считаться типовым для первичных ПС [Шарпенюк, 1998]. Контрастные тафрогенные ассоциации вторичных ПС проявлены, в частности, в Селенгино-Витимском вулкано-плутоническом поясе (вулканы Р-Т) [Комаров, 1972; Гордиенко, 1987; Гордиенко и др., 1998; Литвиновский и др., 1990, 2001; Иванов, 1992 и др.]; в юрских впадинах Байкальской ПО [Булнаев и др., 1975; Ярмолюк и др., 1995; Иванов и др., 1995; Гордиенко и др., 1997; Воронцов и др., 2002]; в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, где контрастная ассоциация в грабенах (K_2-P) на 90-95 % сложена базальтоидами [Синдеев, 1988]; в позднепалеозойских Бельтау-Кураминском и Прибалхашско-Илийском вулкано-плутонических поясах [Шарпенюк, 1998]. Проявление тафрогенеза в последнем из названных поясов очень интенсивно и разнообразно и может рассматриваться как типовое для тафрогенов вторичных ПС.

Тафрогенные базиты – это преимущественно умереннощелочные породы: оливин-пироксеновые трахибазальты, трахиандезитобазальты, реже трахиандезиты преимущественно калиево-натриевого, реже калиевого типа ($K_2O = 0,3-3\%$, $Na_2O = 2,6-6,5\%$), от нормальнокалиевых до пород шшонитового ряда. Иногда отмечаются (обычно не в ассоциации с кислыми породами) щелочные базальтоиды с суммарной щелочностью до 8% и более – тефриты, фонолиты. Базиты преимущественно умереннотитанистые, иногда высокотитанистые, умеренно-глиноземистые, умеренномагнезиальные, первичные изотопные отношения стронция составляют 0,7035-0,7060. По своим основным характеристикам породы соответствуют базальтоидам континентальных рифтов. Для тафрогенных контрастных ассоциаций свойственно участие мантийного вещества в формировании не только базитовой, но также и салической составляющих, на что указывают низкие ($0,70469 \pm 36$) [Гордиенко, 1998] и пониженные [Шергина, 1989] значения изотопного отношения стронция в этих породах, а также следы глубинного флюидно-диффузионного воздействия. Для кислых составляющих тафрогенных ассоциаций вторичных ПС характерна более высокая щелочность, вплоть до развития щелочных риолитов (комендитов).

Базальтоиды завершающих стадий развития ПС в целом обладают рядом черт, отличающих их от рифтогенных базальтоидов ранних стадий развития ПС. Прежде всего – это ассоциированность с преимущественно умереннощелочными кислыми вулканидами К-Na и К рядов, имеющими гомодромную направленность эволюции составов. В силу специфики условий формирования тафрогенных бимодальных ассоциаций для них, в отличие от ранних рифтогенных образований, в ряде случаев характерно сочетание линейных грабенообразных структур со структурами центрального типа, развитыми в приподнятых блоках и сложенными породами кислого состава. Грабены приурочены к пограничным шовным зонам (в тафрогенах первичных ПС) или к вершинным частям консолидирующихся сводов (во вторичных ПС). Кроме того, для тафрогенных ассоциаций характерно в целом более интенсивное взаимодействие мантийного и корового вещества, что фиксируется, в частности, сравнительно пониженными значениями изотопного отношения стронция в кислых составляющих, а на петрографическом уровне – присутствием в ряде случаев в базальтоидах кристаллов ксеногенного кварца и базальтоидных включений в кислых вулканидах, свидетельствующих о механическом смешении (минглинге) контрастных по составу магм. Поздние рифтогенные базальтоиды по сравнению с ранними имеют меньшую основность и в большей степени дифференцированы по SiO_2 – от трахибазальтов до трахиандезитов (часто с преобладанием трахиандезитобазальтов), при этом в эволюционном ряду отмечается антидромная тенденция, свидетельствующая об увеличении глубинности мантийных выделок. В целом, с учетом региональных геохимических особенностей, поздние рифтогенные базальтоиды по сравнению с ранними более обогащены фосфором, Sr, Cs, Rb, Ta, Nb, Hf, Yb, Y и другими некогерентными элементами, и менее – тяжелыми тугоплавкими элементами – Ni, Co, Cr, обладают более низкой магнезиальностью и более высокими глиноземистостью и щелочностью (часто калиевой – до ультракалиевой). Тафрогенным вулканидам свойственна также булышная газонасыщенность, что подтверждается значительными количествами в них гидроксилсодержащих минералов и высокой их эксплозивностью.