

РИФТОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ*)

© 2005 г. Г. А. Казарян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
e-mail. hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 02.09 2003 г.

На фоне дрейфа континентальных плит и сокращения акватории океана Тетис на пассивном краю Армянского микроконтинента (Баженов и др., 1991) в верхний триас-юрское время была заложена Неграм-Азнабюртская рифтовая зона (Карягин, 1989) байкальского типа (Самойлов, Ярмолюк, 1992), на продолжения которой в пределах современной Армянской Республики расположены выходы рифтогенных вулканитов Артабуйнка и Ераха. Второй этап рифтообразования в Армянском микроконтиненте проявлен в миоценое в створе Транскавказского поперечного поднятия по линии Алсар-Агавнадзор. Вулканогенные породы рассмотренных рифтовых зон отличаются высокой калиевой щелочностью.

Северо-восточная часть Армянского нагорья имеет сложное геологическое строение – с одной стороны занимает пассивную окраину Гондваны, а с другой – зону мезокайнозойской островодужной системы южного активного края Восточно-Европейской литосферной плиты.

Сближение Афро-Аравийской и Русской субплатформенных литосферных плит и постоянное сокращение акватории океана Тетис в определенной мере осложняли геодинамическую обстановку региона. В процессе скупивания пластов осадочных образований с широким проявлением шарьяжей, в промежутках между моментами перманентного стресса имели место и периоды растяжения, создающие рифтовые структуры (Баженов и др., 1991) байкальского типа (Самойлов, Ярмолюк, 1992). В этом процессе, вероятно, существенное значение имело и северо-западное вращательное движение Аравийской платформы относительно Русской (Баженов и др., 1991). Аналогичные зоны растяжения – тыловые рифты активных континентальных окраин (Казьмин, 1987) формировались в задуговом бассейне Сомхето-Карабахской островной дуги, по которым в меловом периоде в Ноемберянском и Иджеванском районах развивался рифтогенный трахибазальтовый комплекс.

По литературным данным (Грачев, Карягин, 1983; Карягин, 1989), на восточном краю Иранского субконтинента, в Нахичеванской АО по линии Неграм-Азнабюрт выделяется рифтогенная структура мезозойского возраста с характерным субщелочным базальтовым магматизмом. По нашим исследованиям, в этой же полосе Армянского микроконтинента (Баженов и др., 1991) повторное рифтообразование происходило в неогене, при котором формировалась Алсар-Агавнадзорская рифтовая структура.

Подробно изученные и описанные породы Неграм-Азнабюртской части мезозойской вулканогенно-тектонической структуры (Грачев, Карягин, 1983; Карягин, 1989) представлены характерными для начальной стадии развития рифтов лавовыми потоками и дайками трахибазальтов, базальтовых трахиандезитов, пикритов и переслаивающимися

с ними туфами и туффитами.

В Армении продолжение Неграм-Азнабюртской рифтовой зоны фиксируется выходами субщелочных базальтовых лав в районе с. Артабуйнк, в долине правого притока р. Ехегис, в ядре Тексарской антиклинали (впервые выявленными нами в 1972г.). Суммарная мощность вулканогенной толщи 345 м, из которых 140 м составляет обнаженная часть, а 205 м вскрыты структурной буровой скважиной №1 АрмГУ, пробуренной в ядре Тексарской антиклинали.

Рифтогенные вулканиты Артабуйнка начинаются толщей эксплозивных материалов мощностью 60-65 м, после которой следуют многометровые потоки шарово-подушечных лав базальтовых трахиандезитов, с которыми эпизодически переслаиваются 10-12-метровые потоки трахибазальтов, трахиандезитов и фолотефритов со слоями соответствующей пирокластики. Большой объем эксплозивного материала в составе нижнего горизонта толщи свидетельствует о высоко взрывном характере вулканических центров, а широкое развитие шарово-подушечных лавовых потоков и слоев вулканомиктовых песчаников свидетельствует, что толща вулканитов формировалась в мелководном бассейне. Породы Артабуйнкского комплекса вулканитов непосредственно залегают на битуминозных известняках верхнего триаса и в свою очередь трансгрессивно перекрываются осадочными образованиями турона-нижнего коньяка и нижнего эоцена. В керновом материале указанной буровой скважины в интервале 102-103 м нами обнаружены углистые песчаники, а на 420-ом метре – пласт угля мощностью 35-40 см. По приведенным данным, геологический возраст артабуйнкской внутриконтинентальной рифтогенной толщи, аналогичной таковой района села Азнабюрт (Неграм-Ерахской рифтовой структуры), определяется как в триас-н.юра. В определении возраста толщи важным аргументом является и ее согласное залегание на углистых отложениях, являющихся аналогом в триас-н.юрских угленосных образований Джерманиса (Месропян, Саркисян, 1966). Подобный возраст артабуйнкских вулка-

* Статья публикуется в порядке дискуссии (прим. ред.)

Химические составы пород мезозойской внутриконтинентальной рифтовой зоны Армении

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|
| SiO ₂ | 52.0 | 49.28 | 40.80 | 41.04 | 48.36 | 59.78 | 46.82 | 59.3 | 60.19 | 49.67 | 43.19 |
| TiO ₂ | 0.81 | 0.94 | 2.87 | 3.70 | 2.53 | 3.78 | 3.16 | 0.25 | 0.50 | 0.80 | 3.08 |
| Al ₂ O ₃ | 18.35 | 20.40 | 14.93 | 13.97 | 18.61 | 15.70 | 16.15 | 18.39 | 17.25 | 18.64 | 18.29 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.67 | 3.44 | 4.62 | 11.71 | 7.36 | 4.82 | 10.38 | 4.49 | 2.49 | 3.32 | 6.26 |
| FeO | 3.12 | 3.12 | 6.89 | 4.82 | 2.29 | 3.21 | 5.68 | 2.29 | 4.26 | 4.31 | 6.24 |
| MnO | 0.07 | 0.12 | 0.17 | 0.23 | 0.11 | 0.25 | 0.15 | 0.14 | 0.17 | 0.11 | 0.15 |
| MgO | 3.17 | 3.78 | 10.60 | 7.64 | 2.27 | 2.25 | 3.74 | 1.43 | 1.71 | 2.89 | 5.61 |
| CaO | 6.86 | 6.02 | 10.28 | 8.51 | 8.12 | 3.87 | 6.90 | 2.40 | 1.62 | 5.74 | 7.13 |
| Na ₂ O | 2.70 | 3.10 | 1.80 | 1.40 | 2.80 | 5.09 | 3.00 | 4.60 | 3.80 | 3.50 | 2.6 |
| K ₂ O | 5.40 | 4.95 | 1.70 | 2.00 | 1.5 | 0.32 | 1.50 | 3.80 | 6.6 | 4.40 | 3.00 |
| P ₂ O ₅ | 0.73 | 1.24 | 0.46 | 0.65 | 0.46 | 0.62 | 0.46 | 0.06 | 0.16 | 0.46 | 0.75 |
| H ₂ O* | 0.47 | 0.75 | 1.52 | 1.61 | 1.11 | 0.47 | 0.76 | 0.59 | 0.45 | 0.91 | — |
| H ₂ O* | 0.15 | 2.24 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| CO ₂ | 2.20 | — | — | 2.02 | 3.30 | — | 1.05 | 0.98 | — | 3.08 | 1.13 |
| n.n.n | 1.05 | 1.71 | 4.01 | 1.28 | 1.12 | 0.59 | 0.22 | 0.86 | 1.07 | 1.51 | 2.14 |
| Σ | 100.7 | 100.67 | 100.31 | 100.58 | 99.94 | 100.0 | 99.97 | 99.58 | 100.28 | 99.34 | 100.97 |
| <u>Na₂O</u> | 0.5 | 0.6 | 1.05 | 0.7 | 1.86 | 15.9 | 2.0 | 1.2 | 0.57 | 0.78 | 0.86 |
| <u>K₂O</u> | | | | | | | | | | | |

Артабуйнкский массив – 1. Базальтовый трахиандезит (обр. 2746/43), 2. Фонотефрит (обр. 2746/39). Ерахский массив – Эффузивы: 3. Титан-авгит-керсутитовый базанит (обр. 3250), 4. Титан-авгитовый тефрит (обр. 3039^б), 5. Мегпорфировый плагиоклазовый, базальтовый андезит (обр. 3252^б), 6. Андезит (обр. 3069). Жильно-магматические породы – 7. Титан-авгитовый габбро-диабаз (обр. 3049^а), 8. Трахиандезит (обр. 3358), 9. Трахит (обр. 3040^г), 10. Фонотефрит (обр. 3247), 11. Мончикит (обр. 3046^г).

Анализы выполнены на образцах из коллекции Г. А. Казаряна в хим. лаборатории ИГН НАН Республики Армения.

нитов принимается и сотрудниками АрмГУ. Химический состав пород Артабуйнкского массива приведен в табл. 1.

Другой, Ерахский выход вулканитов мезозойской рифтовой структуры (Неграм-Артабуйнк) находится в районе одноименного горного массива в 1.5 км к востоку от с. Норагюх. Упомянутый выход вулканитов площадью в 1.5х0.5 км, ограниченный трансгрессивно перекрывающими осадочными образованиями верхнего мела, по условиям залегания пород представляет некоторую часть целого комплекса магматитов. Следовательно, выявленные закономерности развития магматитов этого ограниченного по объему участка могут охарактеризовать только некоторые эпизоды формирования всего комплекса.

В Ерахском горном массиве пласты юра-нижнемеловых вулканогенно-осадочных образований имеют северо-западное (близширотное) простирание и общее северо-восточное падение (обычно крутое) и, вероятно, представляют часть восточного крыла доверхнесенонской антиклинальной складки. Подобное залегание пород позволяет считать, что по времени образования относительно древние породы комплекса расположены в юго-западной части структуры вулканитов.

В крайне юго-западной части выхода описываемой вулканогенной толщи из-под базальных конгломератов верхнего сенона выступает пласт вулканических брекчий и туфов базальтового состава мощностью 30-35 м, после которого в восточном направлении следует сложная пачка туфообломочных и осадочных пород (известняки, песчаники, радиоляриты и др.) с прогрессивным

увеличением участия амигдалоидных и массивных шарово-подушечных лавовых титан-авгит-керсутитовых трахибазальтов суммарной мощностью 65-70 м. Этот комплекс пород сменяется потоком мегпорфировых плагиоклазовых базальтовых андезитов мощностью 35-40 м. После базальтовых андезитов состав пород резко меняется извержениями потоков лав амигдалоидных пиллоу-лав титан-авгит-керсутитовых базанитов (с оливином) мощностью 30-35 м с прослоями известняков и песчаников (аз. пад. 40° < 60°). После излияния серии эффузивов и сопутствующих взрывных образований следовала сильная взрывная деятельность вулканов комплекса, в результате которой сформировался пласт туфов и агломератов значительного объема и мощности (180-190 м), с отчетливыми признаками слоистости. Однако существует мнение, что этот выход эруптивных пород представляет диатрему (Сатиан, 1993), а туфы имеют состав лампроитов (Сатиан и др., 1989). В ряде аргументов против этого мнения является и следующий: в западной части выхода, где видимая мощность пласта пирокластики 25-30 м ("диатремы"), в туфовый материал погружены шаровые обособления титан-авгит-керсутитовых трахибазальтов, свидетельствующие о том, что при подводном излиянии лавы шарообразные тела утонули в еще неуплотненной тефре и в комплексе пород, слагающих "диатрему", участвуют и туфы с пленочной цементирующей массой (Сатиан и др., 1989), однако, по классификации взрывных образований сами туфы, в особенности с подобным типом цемента, являются подлинно осадоч-

ными; в средней части пласта туфов ("диатреме") встречаются друзы арагонита с призматическими кристаллами размером 15.0x1.5 см. Подобные друзы арагонита характерны ареалам подводного вулканизма, в которых температура воды в придонной зоне водоема превышает 20°C. Друзы арагонита, сформированные в вулканическом иле (пелитовый туф), широко развиты на северном склоне Зодского перевала (Севанский хребет). В северо-восточной части Ерахского массива описанные эксплозивные образования перекрываются лавовыми потоками титанавгит-керсутитовых трахибазальтов, которые в свою очередь несогласно перекрываются верхнесенонскими отложениями. В ряду мезозойских рифтовых магматитов Ерахский выход отличается значительным развитием жильно-магматических пород. В северо-западной части развиты мелкие штоки (30x30 м) титан-авгитовых габбро-диабазов, трахитов и трахиандезитов, а внутри пласта туфов и агломератов — лампрофиры (мончикиты, камптониты и др.).

В Ерахском выходе вулканических пород разбросаны крупные блоки и мелкие глыбы амфиболитов, сланцев, серпентинитов, габбро, известняков ("карбонатиты"), которые, несомненно, являются клиппенами — остатками основания Вединской надвиговой пластины офиолитов. Химические составы пород мезозойского рифтогенеза приведены в табл. I.

При описании вулканогенной толщи Ераха (Сатиан и др., 1989) сообщается, что в районе "диатремы" были пробурены 4 скважины (после тщательных поисков я нашел следы только одной), причем место нахождения этих выработок на схематической геологической карте и неверно составленном геологическом разрезе не отмечено; отсутствуют также описания кернового материала и т.д. Недоумение вызывает сообщение, что на карте обозначенные округлыми и изометрическими фигурами тела серпентинитов являются протрузиями. Необходимо особо подчеркнуть, что ультрабазиты (серпентиниты в частности) альпинотипной ассоциации, как правило, образуют сильно вытянутые дайкообразной формы протрузивные тела с притертыми и брекчированными породами эндоконтактной зоны. Подобные интрузивы, обычно приуроченные к зонам тектонических нарушений, как правило, представляют подстилку всего комплекса пород офиолитовой серии (Дмитриев и др., 1990; Пейве, 1969; наши наблюдения).

Относительно геолого-структурных взаимоотношений офиолитов Веди следует особо отметить, что офиолиты (фрагменты коры океанического типа) совместно с трансгрессивно перекрывающей толщей островодужных вулканических пород представляют надвиговую пластину (Книппер, 1975; Ломизе, 1971; Соколов, 1977) и генетически не родственны с породами субщелочного вулканического комплекса Ерахской внутриконтинентальной рифтовой структуры. По нашим исследованиям, надвиговой характер Вединской зоны доказываются и многочисленными безкорневыми блоками и мелкими изометрическими обломками амфиболитов, метаморфи-

ческими сланцами, серпентинитами, габбро, известняками ("карбонатиты"), которые по облику и условиям залегания, несомненно, являются клиппенами основания шарьяжа. Вдоль южной границы Вединской полосы офиолитов в фронтальной зоне надвига развит тектонический меланж с олистолитами, состоящими из мелких обломков осадочных пород и мелких глыб с крупными блоками серпентинитов объемом 100 и более кубических метров (Пейве, 1969 и наши наблюдения).

Из изложенного следует, что незакономерное сообщество пород различного происхождения (субщелочные вулканические и офиолиты) нельзя произвольно и надуманно называть "атипичными офиолитами", что противоречит понятию офиолит, канонизированному на Пенроузской конференции.

Весьма полемическим является сообщение, что в районе Ераха развит меланж, в котором равным образом участвуют рифтогенные вулканические и офиолиты (приложена неразборчивая карта), причем не указывается тип меланжа. Там же, не ссылаясь на первоисточник, сообщается, что якобы подобное явление наблюдается в районе Красного моря.

Внутриконтинентальные рифтовые структуры, как правило, развиваются в условиях растяжения литосферных плит без шарьяжного образования, а взбросы и надвижки формируются в условиях коллизии и обдукции океанической коры. Следовательно, справедливо представить, что в районе Ераха на внутриконтинентальном рифтогенном комплексе вулканических пород шарьярованы только офиолиты Вединской зоны с многочисленными клиппенами в основании (фрагменты надвиговой пластины).

В районе Вединского надвига Егоркиной В. Г. и др. (1976; рис. 4) не была зафиксирована характерная для офиолитов зона отсутствия границ обмена сейсмических волн; это является одним из доказательств, что толща офиолитов Веди не имеет продолжения на глубину и, несомненно, представляет безкорневой шарьяж.

В геологической литературе по субщелочному вулканизму Ераха сильно муссируется вопрос рудоносности — алмазы, рубины, марганец и т.д. (Сатиан, Ханзатян, 1987), причем делются сенсационные заявления, что туфы "диатремы" являются лампроитовыми, которые в действительности по содержанию петрогенных элементов соответствуют трахибазальтам. Необоснованность выделения лампроитов Ераха справедливо раскритикована в отзыве на рукописную работу Сатиана и др. В этом вопросе самым важным является то, что "лампроитовые" туфы считаются потенциально алмазоносными (Сатиан и др., 1989; Сатиан и др., 1996), и совершенно неуместно их сравнивать с лампроитами Зап. Австралии, развитыми в допалеозойском (протон) кратоне. В мировой практике относительно алмазоносности применяется правило Клиффорда (Clifford, 1966), согласно которому перспективными на алмазы являются кратоны (архоны и протоны) с возрастом пород древнее 1600 млн. лет и мощностью коры более 100 км. В этом отношении Ерахский

Химические составы пород неогеновой внутриконтинентальной рифтовой зоны Армении

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
| SiO ₂ | 45.02 | 45.52 | 52.63 | 57.61 | 63.52 | 63.63 | 49.30 | 52.64 | 59.45 | 63.24 | 57.44 | 54.82 | 53.40 | 48.32 | 44.72 | 44.01 | 55.12 | 65.51 | 47.22 |
| TiO ₂ | 2.31 | 2.21 | 0.72 | 0.47 | 0.69 | 0.50 | 1.55 | 0.57 | 0.90 | 0.50 | 0.15 | 0.87 | 0.16 | 1.48 | 1.64 | 1.45 | 0.36 | 0.15 | 1.08 |
| Al ₂ O ₃ | 15.70 | 16.26 | 20.08 | 19.80 | 18.85 | 17.71 | 17.52 | 19.53 | 18.10 | 16.81 | 21.24 | 20.63 | 23.32 | 16.06 | 14.53 | 12.51 | 21.04 | 15.12 | 19.57 |
| Fe ₂ O ₃ | 6.68 | 7.42 | 4.66 | 3.70 | 3.68 | 2.45 | 3.39 | 2.09 | 4.63 | 2.07 | 0.94 | 1.79 | 1.05 | 3.29 | 3.03 | 2.54 | 1.42 | 2.8 | 3.70 |
| FeO | 1.74 | 1.32 | 1.74 | 0.61 | 0.45 | 1.14 | 5.00 | 5.13 | 0.71 | 1.92 | 1.23 | 1.14 | 1.58 | 5.23 | 6.61 | 6.71 | 1.29 | 0.78 | 5.90 |
| MnO | 0.18 | 0.18 | 0.09 | 0.00 | 0.02 | 0.07 | 0.18 | 0.19 | 0.07 | 0.11 | 0.16 | 0.10 | 0.15 | 0.15 | 0.17 | 0.16 | 0.15 | 3.98 | 0.13 |
| MgO | 7.10 | 6.21 | 3.01 | 2.00 | 0.43 | 0.40 | 3.50 | 3.74 | 1.50 | 1.41 | 0.30 | 1.11 | 1.17 | 6.03 | 8.12 | 8.36 | 2.00 | 2.04 | 4.84 |
| CaO | 11.0 | 9.06 | 8.55 | 5.25 | 2.66 | 3.09 | 8.42 | 8.32 | 4.81 | 4.07 | 2.60 | 4.14 | 3.29 | 9.41 | 12.10 | 11.04 | 5.05 | 3.92 | 11.00 |
| Na ₂ O | 4.10 | 3.30 | 3.50 | 4.60 | 3.25 | 4.60 | 3.20 | 3.35 | 4.45 | 4.44 | 7.68 | 5.01 | 5.10 | 4.25 | 2.95 | 3.00 | 5.00 | 3.72 | 2.25 |
| K ₂ O | 1.60 | 1.95 | 3.70 | 3.60 | 4.50 | 4.60 | 4.20 | 3.00 | 4.45 | 3.80 | 6.84 | 5.73 | 6.40 | 3.60 | 3.10 | 2.80 | 6.00 | 3.50 | 3.25 |
| P ₂ O ₅ | 0.46 | 0.46 | 0.46 | 0.34 | 0.40 | 0.15 | 0.75 | 0.46 | 0.40 | 0.23 | 0.02 | 0.20 | 0.11 | 0.63 | 0.58 | 0.34 | 0.05 | 0.05 | - |
| H ₂ O | 0.55 | 1.24 | 0.39 | 0.17 | 0.49 | 0.30 | 0.50 | 0.71 | 0.19 | 0.21 | 0.22 | 2.85 | 0.13 | 1.75 | 1.56 | 0.05 | 0.08 | - | 0.04 |
| S _{общ} | 0.03 | - | 0.08 | 0.06 | - | 0.03 | 0.04 | 0.05 | 0.01 | 0.05 | 0.15 | 0.31 | 0.03 | 0.10 | 0.07 | 0.03 | 0.03 | 1.0 | - |
| CO ₂ | - | - | - | 2.01 | - | - | - | - | - | - | - | 0.80 | - | - | 0.97 | - | - | - | - |
| н.п.п. | 1.24 | 5.65 | 1.00 | 0.52 | 0.68 | 0.90 | 2.80 | 1.04 | 0.95 | 0.89 | 2.24 | - | 4.82 | 2.10 | 2.94 | 2.33 | 3.09 | 0.37 | 1.14 |
| Σ | 100.73 | 100.78 | 100.61 | 100.88 | 99.62 | 99.57 | 100.37 | 100.82 | 100.33 | 99.75 | 100.61 | 99.55 | 100.81 | 100.55 | 100.49 | 100.33 | 100.73 | 99.82 | 100.12 |

Тефрит-трахидацитовый комплекс: 1. Анальцимовый тефрит (обр. 2249^а), 2. Лейцитовый тефрит (обр. 1769^а), 3. Базальтовый трахиандезит (обр. 2358^а), 4. Трахиандезит (обр. 2130^а), 5. Трахидацит (обр. 917^а), 6. Трахит (обр. 1283^а).

Трахибазальт-фонолитовый комплекс: 7. Трахибазальт (обр. 942), 8. Базальтовый трахиандезит (обр. 2162^а), 9. Трахиандезит (обр. 1152), 10. Санидиновый трахит (обр. 1307^а), 11. Фонолит нефелиновый (обр. 1306^а), 12. Фонолит амфиболовый (6/н), 13. Тефрофонолит (обр. 2085), 14. Фонтотефрит (обр. 2041), 15. Тефрит (обр. 2039^а), 16. Базанит (обр. 2261^а), 17. Гаюинсодалитовый сиенит-порфир, Алсар, 18. Гранодиорит-порфир (обр. 2251), 19. Габбро-монзонит (обр. 2273^г), Кахирджур.

Анализы выполнены на образцах из коллекции Г. А. Казаряна в химической лаборатории ИГН НАН РА.

верхнемезозойский вулканический комплекс мезокайнозойского Альп-Гималайского складчатого пояса однозначно не может быть алмазонасным.

Парадоксальным является сообщение, что потенциально алмазонасные "лампроиты" – туфы Ерахской диатремы одновременно являются и рубиноносными (Сатиан и др., 1996) минералами, характерными исключительно только высокоглиноземистым породам (высокоглиноземистые метаморфиты разного происхождения, анортозиты, сиениты). В ювелирном деле оцениваются природные рубины весом более 0.5-1.0 карата, а микроскопические осколки этого минерала, выделенные в Ерахе, не представляют никакого коммерческого интереса и нет надобности поднимать такой бум. Мелкоосколчатый характер зерен рубина свидетельствует, что они были перенесены издалека, при этом, вероятно, происходило естественное обогащение, что лишний раз доказывает, что содержащая их порода – туфы "диатремы" являются подлинно вулканогенно-осадочными образованиями. В генетическом отношении малоглиноземистые и относительно высокомагнетизальные трахибазальтовые туфы ("лампроитовые") нельзя считать рубиноносными.

Выходы в триас-ср.юрских вулканитов Неграм-Азнабюртской линии и Артабуйнка представляют две крайние зоны внутриконтинентальной рифтовой долины, а вулканиты Ерахской антиклинали (в.юра-мел) – ее среднюю полосу, следовательно, этим отрицается вопрос миграции рифтовой структуры.

Следующий этап рифтообразования на восточном краю Армянского нагорья развивался в

неогене, в створе Транскавказского поперечного поднятия (Борсук и др., 1989; Буш, 1983; Милановский, 1968) с ярко выраженным субщелочным вулканизмом и по всем геологическим, петрогеохимическим и др. параметрам соответствует многим внутриконтинентальным рифтовым образованиям ряда регионов мира (Казьмин, 1987; 1985; Милановский, 1968); рифтовый характер этой структуры прослеживается от Северного Кавказа (Пятигорья) до оз. Ван и южнее – через Мертвое море до Красноморской рифтовой структуры, на что указывают многие исследователи Кавказа (Богатиков и др., 2002; Борсук и др., 1989; Буш, 1983; Милановский, 1968). Эта структура в свое время была выделена и Освальдом (1916).

Вулканизм этой структуры изучен очень детально (Базарова, Казарян, 1986; Казарян, 1981; Качурин и др., 1975; Остроумова, 1967). В структурном отношении неогеновая Алсар-Агавнадзорская рифтовая зона длиной более 50 км ограничена двумя параллельными близмеридиональными разломами, расположенными на расстоянии 20-25 км друг от друга. Из них западный разделяет палеозойские отложения от палеогеновых, а второй – восточный проходит по меридиану с.Горс и определен геофизическими методами. Внутри рифтовой зоны выделяются два вулканогенно-тектонических сооружения (ВТС): Алсарский на севере и Зовашен-Агавнадзорский на юге, разделенные поперечной к ним Вединской надвиговой пластиной, состоящей из офиолитов и островодужных вулканитов. По вещественному составу и возрасту формирования вулканитов рифтовой

зоны выделяются два комплекса: тефрит-трахидацитовый (в олигоцен-н миоцен) и трахибазальт-фонолитовый (миоплиоцен).

В Зовашен-Агавнадзорском ВТС вулканы ранней стадии формирования тефрит-трахиандезитового комплекса представлены шарово-подушечными анальцимовыми тефритами, которые в районе сс. Ринд и Агавнадзор перекрывают в олигоценовые осадки. Толща анальцимовых тефритов мощностью 30-35 м, представленная потоками пиллоу-лав, эксплозивными брекчиями, сформированная в водном бассейне, перекрывается вулканокластитами и потоками лав лейцитовых тефритов, мощностью 35-40 м. Трахибазальты и базальтовые трахиандезиты, являющиеся наиболее распространенными породами в комплексе, стратиграфически следуют за тефритами. Толща базальтовых трахиандезитов, мощностью 55-60 м, состоит из преобладающего количества туфобрекчий и перемежающихся с ними потоков лав, мощностью до 10-12 м каждый. После базальтовых трахиандезитов следует толща трахиандезитов мощностью 70-75 м, состоящая из многократных потоков лав, пластов туфобрекчий, агломератовых туфов и туфов. Тефрит-трахидацитовый комплекс завершается группой пород трахит-трахидацитового ряда с преобладающим участием пирокластики, в области развития которых хорошо выделяются некообразные и экструзивные тела санидиновых трахидацитов.

Тефрит-трахидацитовый комплекс сменяется трахиандезит-фонолитовым комплексом мощностью 350-370 м. В Зовашен-Агавнадзорском ВТС комплекс начинается излияниями трахибазальтов и базальтовых трахиандезитов, которые со слабым угловым несогласием перекрывают туфы санидиновых трахидацитов ("белесоватая свита"). Толща трахиандезитов, следующая за трахибазальтами и базальтовыми трахиандезитами, отличается высокой эксплозивностью, в составе которой преобладают вулканические шлаки, агломераты и туфы. Описанная толща пород пересечена дайками авгитовых тефритов и гаюин-содалитовых тефрофонолитов.

Алсарское ВТС расположено в междуречье Азат-Веди, в котором г. Алсар занимает центральное, господствующее положение. Породы трахиандезит-фонолитового комплекса в ВТС проявлены исключительно в субвулканической и жерловой фациях и представлены лейцитовыми, санидиновыми и гаюин-содалитовыми фонолитами, тефритами, прорывающими осадочные образования мел-палеогена. На участках развития субвулканических фонолитов и тефрофонолитов (силлы, лакколиты, штоки, дайки) центральное положение занимает ряд вулканических жерловин. Буровыми работами установлено, что корневые части некоторых силловых тел имеют наклон в сторону упомянутых жерловин и связаны с ними единым магматическим каналом. Для рифтового вулканизма Алсар-Агавнадзорской структуры характерно проявление в ядрах вулканических аппаратов субвулканических интрузивов гаюин-содалитовых сиенит-порфириров (Алсар), гранодиорит-порфириров и габбро-монзонитов (Кахцр-

джур) аналогично подобным структурам Монголии (Зоненшайн и др., 1977).

В надвиговой пластине Веди рифтогенный магматизм Алсар-Агавнадзорской структуры проявлен несколько слабее – в виде даек трахибазальтов (р. Кюсуз), даек и мелких штоков санидиновых трахидацитов (район с. Кадрлу). Примечательным для пород этой части Вединской офиолитовой зоны является относительно высокая радиоактивность пород шарьяжа.

Химический состав пород Алсар-Агавнадзорской структуры приведен в табл. 2.

В единой Неграм-Ерахской рифтогенной структуре развивались автономные ВТС, фрагменты которых сохранились в виде вулканических полей с характерными породными группами с индивидуальными направлениями развития магматизма.

В Неграмском участке мезозойского рифта вулканизм развивался по линии базальт-базальтовые трахиандезиты-трахидациты, а в Азнабюртском эта линия заметно сокращена, сильно преобладают базальты с пикритами и слабо представлены базальтовые трахиандезиты. В отличие от предыдущих, Артабуйнское ВТС характеризуется весьма огромной массой пород базальт-трахиандезит-фонотефритовой группы, фигуративные точки составов которых на диаграмме сумма щелочей – кремнезем (Классификация магматических..., 1997) сконцентрированы вдоль линии раздела этих пород. Комплекс пород основного состава этого ВТС при умеренном значении MgO (1.5-3.5%) отличается весьма высоким количеством калия (1.5-6.5%), чрезвычайно резким превышением над натрием $Na_2O/K_2O = 0.4-0.5$ и низким содержанием титана (до 1.0%). Наблюдаемое кучное расположение фигуративных точек составов на диаграмме (Классификация магматических..., 1997) означает, что в районе этого ВТС действовал одиночный вулкан или группа родственных вулканов, связанных общим магматическим очагом.

Щелочные и субщелочные породы Ерахского ВТС развивались по линии тефрит-трахит, и многообразие пород этой системы на диаграмме (Классификация магматических..., 1997) выражено большим разбросом фигуративных точек составов. Вышеизложенное, а также факт проявления даек габбро-диабазов в конечном этапе формирования эффузивного комплекса позволяют предполагать о многоочаговом характере вулканизма этой структуры. Фигуративные точки пород Зовашен-Агавнадзорской структуры на классификационной диаграмме сумма щелочей-кремнезем (Классификация магматических..., 1997) расположены в полосе тефрит-трахит, а пород Алсара – в полях тефрифонолит и фонолит.

По сложному геологическому строению и основным направлениям развития вулканизма Ерахское и Алсар-Агавнадзорское ВТС аналогичны. В петрологическом отношении в породах этих двух структур установлена прямая и обратная зональность состава вкрапленников клинопироксена (эгирин-авгит) в гаюин-содалитовых сиенит-порфирах и обратная зональность титан-авгита и керсутита в тефритах (табл. 3). Наблю-

Таблица 3

Химические анализы составов зональных
вкрапленников пород Ерахского и Алсарского ВТС

| Алсарское ВТС | FeO | MgO | CaO | Ерахское ВТС | FeO | MgO | TiO ₂ |
|---------------------------|-------|------|-------|-------------------------|-------|-------|------------------|
| Эгирин-ав гит-1 ядро | 5.10 | 14.0 | 24.40 | Титан-авгит - ядро | 10.94 | 9.49 | 1.73 |
| Эгирин-ав гит-1 каемка | 11.04 | 9.8 | 22.9 | Титан-авгит - каемка | 8.02 | 12.20 | 2.69 |
| Эгирин-авгит- 2 ядро | 13.05 | 7.9 | 22.6 | Керсутит - ядро | 15.85 | 8.32 | 4.54 |
| Эгирин-авгит- 2 каемка | 5.4 | 13.7 | 24.4 | Керсутит - каемка | 10.01 | 12.77 | 4.4 |

Анализы выполнены на образцах из коллекции Г.А. Казарян на микрозонде в ИГЕМ РАН В.А. Боронихиним

даемое явление позволяет считать их примером пород, образовавшихся в результате смешивания двух магм разного состава на стадии, когда присутствовало уже значительное количество вкрапленников темноцветных минералов (Базарова, Казарян, 1986).

По всем параметрам геологии описанные магматические комплексы соответствуют вулканитам внутриконтинентальных рифтовых структур, широко освещенным в геологической литературе (Борсук и др., 1989; Грачев, 1987; Зоненшайн и др., 1977; Казьмин, 1985; 1987; Уайт и др., 1989; Самойлов; Ярмолук 1992).

В заключение следует кратко представить закономерности двухэтапного развития рифтовых структур с соответствующим типом магматизма (Грачев, 1987; Дмитриев и др., 1990; Зоненшайн и др., 1997; Казьмин, 1985; 1987; Уайт, Маккензи, 1989; Самойлов, Ярмолук, 1992; Сохотин, 1985; Ярмолук и др., 1989; Clifford, 1966).

В первом – внутриконтинентальном этапе закладывается вытянутая расщелина на несколько сот километров. В условиях перманентного отдаления боковых полос от осевой зоны рифта развивается особый субщелочной базальтовый тип вулканизма. В этом этапе очаг магматических расплавов находится в корневой зоне материковой литосферной плиты и над внедрившимся в рифтовую зону астеносферным диапиром (Казьмин, 1985). Во втором этапе – после полного расхождения краевых зон рифтовой структуры и прекращения внутриконтинентального вулканизма формируется срединноокеанический рифт с соответствующим типом магматизма (Хесс, 1974). В этом этапе в магматическом очаге, сформированном во фронтальной части астеносферного диапира, путем последовательного плавления лерцолитовой (пиролитовой) массы отделяются расплавы океанических толеитовых базальтов рифтов (ТОР), одновременно с этим в нижнем уровне океанической коры формируется горизонт дифференцированных габбро. Ультрамафитовые дифференциаты (рестит) образуют верхний рассланцованный слой верхней мантии.

Ультрамафитовые реститы альпинотипной ассоциации офиолитов (кора океанического типа), как правило, в земной коре перемещаются в виде вытянутых, приуроченных к зонам разломов протрузивных тел или же являются подстилкой надвиговых пластин офиолитов. Таким

образом, при двухэтапном формировании магматических комплексов рифтов внутриконтинентальные субщелочные вулканиты во времени и пространстве разобщены от толеитов океанических рифтов (ТОР), пород группы габбро и ультрамафитов, и их вероятное сочетание возможно только лишь при тектонических перемещениях (взбросы, надвиги и др.). Субщелочные вулканиты внутриконтинентальных рифтовых зон Армянского микроконтинента (Неграм-Ерах и Алсар-Агавнадзор) являются продуктом начального этапа формирования структуры (до заложения коры океанического типа). Совместное нахождение субщелочных вулканитов и офиолитовых серпентинитов, габбро в Ерахе, в основании Вединского шарьяжа – явление тектонического разряда и, следовательно, название “атипичный офиолит” нелогично, весьма ошибочно и засоряет геологическую терминологию.

ЛИТЕРАТУРА

- Баженов М.А., Буртман В.С., Цыганова И.В. К реконструкции мезозойского Тетиса на Кавказе. Геотектоника, 1991, №1, с.48-58.
- Базарова Т.Ю., Казарян Г.А. Неогеновые щелочные эффузивы южной Армении. Вулканология и сейсмология. 1986, №2, с.34-45.
- Белостоцкий И.И. Строеение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978, 238 с.
- Богатиков О.Л., Нечаев Д.В., Собиевич А.Л. Использование космической техники для мониторинга геологических структур вулкана Эльбрус, Докл. АН РФ, 2002, т.387, №3, с.364-369.
- Борсук А.М., Иванов Д.А., Шарков Е.В. -Особенности магматизма Транскавказской поперечной структуры рифтогенного типа. В сб.: Магматизм рифтов. М.: Наука, 1989, с.104-112.
- Буш В.А. Система трансконтинентальных линейментов Евразии. Геотектоника, 1983, №3, с.15-31.
- Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987, 285 с.
- Грачев А.Ф., Карягин Ю.В. Формационная принадлежность вулканических серий. Тезисы докл. IV регионального петрографического совещания, 1983, с.18-20.
- Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Рейснер М.Г., Мелсон В.Д. Петрохимические группы закалочных стекол ТОР (толеиты океанических рифтов) и их распределение в Атлантическом и Тихом океанах. В кн. Магматизм и тектоника океана. М.: Наука, 1990, с.43-108.
- Егоркина Г.В. Соколова И.А., Егорова Л.М. Изучение глубинных разломов по материалам станции “Земля” на территории Армении. Разведочная геофизика. М.: Наука, 1976, вып.72, с.28-40.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.И. Рифтовые структуры в геологическом прошлом. В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, Сиб.отд. 1977, с.11-15.
- Казарян Г.А. Особенности геологического строения и петрогенезиса офиолитовых габбро Сванской и Вединской зон Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле. 1994. XLIII, №3, с.19-31
- Казарян Г.А. Ряд верхнеолигоцен-нижнемиоценовых

- формаций. В кн.: Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, с.181-195.
- Казарян Г.А. Ряд верхнеолигоцен-нижнемиоценовых формаций. В кн.: Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Там же, с.136-206.
- Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки — раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987, 205 с.
- Казьмин В.Г. Развитие континентальных рифтов и вулканизм. В кн.: Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985, с.136-150.
- Карягин Ю.В. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука, 1989, 151 с.
- Качурин В.Ф., Мелтикетян Б.М., Саркисян Г.А., Лисица А.Л. Особенности геологического строения и основные черты рудоносности Зовашен-Варданесской вулкано-тектонической депрессии. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, №4.
- Книппер А.П. Океаническая кора структуры альпийской складчатой области. Труды ИГиН АН СССР, Вып. 267. М.: Наука, 1975, 208 с.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997, 248 с.
- Ломизе М.Г. Вединский тектонический покров (Малый Кавказ). Докл. АН СССР, 1971, т.198, №3 с.672-675.
- Месропян А.И., Саркисян О.А. Горючие ископаемые. Джерманисское месторождение угля. В кн.: Геология АрмССР, том 7, Изд. АН АрмССР, 1966, с.536-537.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968, 482 с.
- Освальд Р.Ф. К истории тектонического развития Армянского нагорья. Записки Кавказского отдела Императорского Русского географического общества. Тифлис, 1916, Кн. XXIX, вып 21, 77 с.
- Остроумова А.С. Базальт-трахитовая формация Малого Кавказа. В кн.: Щелочные вулканические формации складчатых областей. М.: Недра, 1967, с.6-130.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, 1969, №4, с.5-23.
- Самойлов В.С., Ярмолюк В.В. Континентальный рифтогенез: типизация, магматизм, геодинамика. Геотектоника, 1992, №1, с.3-20.
- Сатян М.А., Ханзатян Г.А. Породы лампроитовой серии в офиолитовом разрезе Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, XL, №5, с.64-67.
- Сатян М.А., Варданян А.В., Бойнагрян Б.В. Об офиолитовой ассоциации Срахского хребта (Вединская офиолитовая зона Малого Кавказа). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, №6, с.3-11.
- Сатян М.А., Варданян А.В. Обнаружение щелочно-базальт-ультрабазитовой диатремы в Вединской офиолитовой зоне. Докл. НАН РА, 1993, т.94, №5, с.284-298.
- Сатян М.А., Варданян А.В., Мнацаканян А.Х., Степанян Ж.О., Таян Р.Н., Арутюнян М.А. Рубиноносные диатремы Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Докл. НАН РА, 1996, т.96, №2-4, с.88-91.
- Сатян М.А., Варданян А.В., Степанян Ж.О., Таян Р.Н., Мнацаканян А.Х., Арутюнян М.А., Нисаниян Г.Б. О геологическом строении и к минерализации лампрофировых диатрем Вединской офиолитовой зоны. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1997, том 50, №1-2 с.14-24.
- Сатян М.А., Мнацаканян А.Х., Степанян Ж.О. О вулканогенно-осадочных формированиях мезозоя в верховьях бассейна р. Вели (Вединская офиолитовая зона Армении) Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2001, т.54, №2 с.6-12.
- Соколов С.Д. Олигостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977, 194 с.
- Сорохтин О.Г. Океанский рифтогенез и гипотеза расширяющейся Земли. В кн. Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985, с.121-135.
- Уайт Роберт С.К., Дэн П. Маккензи. Рифтовый вулканизм. В мире науки, 1989, №9 с.34-44.
- Хесс Г. История океанических бассейнов. В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с.9-26.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Эволюция рифтогенеза и рифтогенного магматизма в геодинамическом цикле (на примере Монголии). В сб. Магматизм рифтов. М.: Наука, 1989, с.27-41.
- Clifford T.N. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa. Earth Planet Sci Lett 1966. V.1, p.421-434.

**ՀԱՅՈՑ ԼԵՌՆԱՇԽԱՐՀԻ ՀՅՈՒՄԻՍ - ԱՐԵՎԵԼՅԱՆ ՄԱՍԻ
ՐԻՖՏՈՎՈՒՄԻ ԿՐԱԲԵՆԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ**

Հ. Ա. Ղազարյան

Ա ն փ ո փ ու մ

Մայրցամաքային սալերի դրեյֆի և Թեթիս օվկիանոսի ջրածածկի կրճատման ֆոնի վրա վ.տրիաս-յուրա ժամանակահատվածում Հայկական միկրոկոնտինենտի պասիվ կողմ ձևավորվել է բայկալյան տիպի (Самойлов и др., 1992) Նեհրամ-Ազնաբյուրտ ռիֆթային զոնան (Карягин и др., 1989), որի շարունակությունը Հայաստանի տարածքում հանդես է գալիս Երախի և Թեքսարի (գ.Արտաբույնք)-անտիկլինալային ծալքերի առանցքային մասերում: Հերթական ռիֆթային զոնան ձևավորվել է միո-պլիոցենի ժամանակահատվածում Տրանսկովկասյան լայնակի բարձրացման առանցքային գոտում՝ Ալսար-Աղավնաձոր հատվածում: Թվարկած ռիֆթային զոնաների հրաբխածին ապարներն առանձնանում են կալիումի բարձր պարունակությամբ և միաժամանակ հանդես են բերում ապարային շարքերի զարգացման որոշակի ինքնատիպություն: Արտաբույնքում զարգացել է բազալտային տրախիանդեզիտ-տեֆրոֆոնոլիտ սերիան, Երախում՝ բազալտ-տեֆրիտ-բազալտային տրախիանդեզիտ-տրախիտային սերիան, իսկ Ալսար-Աղավնաձոր զոնայում ապարների երկու հաջորդական համալիր՝ տեֆրիտ-տրախիանդեզիտ-տրախիդագիտային (վ.օլիգոցեն-միոցեն) և տրախիբազալտ-տրախիանդեզիտ-ֆոնոլիտային (միո-պլիոցեն) սերիաներով:

**RIFTOGENIC VOLCANISM IN NORTHEASTERN PORTION
OF THE ARMENIAN UPLAND**

H. A. Ghazaryan

Abstract

Against the background of continental plates drifting and reduction of the Tethys Ocean water area, in Trias- Jurassic period a Negram-Aznabyurt rift zone (Karyagin et al., 1989) of Baikalian type (Samoylov, Yarmolyuk, 1992) formed on the passive margin of Armenian micro-continent (Bazhenov et al., 1991). Today, on its portion in the limits of Armenia outcroppings of Artabuynk and Yerakh riftogenic volcanites are found. The second rift-formation stage on Armenian micro-continent manifested itself in Mio-Pliocene at a height of Trans-Caucasian cross elevation along Alsar-Aghavnadzor line. To volcanogenic rocks of the considered rift zones high potassium alkalinity is peculiar.