

УДК 552.325(479.25)

Г. А. КАЗАРЯН

## КИСЛЫЕ ВУЛКАНИТЫ ТОЛЕНТОВОЙ СЕРИИ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

В офиолитовых зонах Закавказья выделяются две дискретные серии вулканитов — непрерывная щелочно-базальтовая и контрастная, низкокаллевая толент-базальтовая. С последней связана основная часть кислых магматитов. Другая группа кислых магматитов участвует в составе расслоенных габброидных массивов. Формационно-различные кислые породы отличаются и по возрасту: плагиограниты габброидного комплекса Севанской зоны имеют абсолютный возраст 162 млн. лет, а толент-базальтовой серии — 114 млн. лет; породы Ведиинской зоны соответственно — 149 млн. лет и 83 млн. л. Отношение изотопов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70472$  в диабазах позволяет высказать мнение о принадлежности вулканитов офиолитовых зон региона к примитивным островным дугам, развитым на энзиматическом фундаменте. Формирование кислых пород толент-базальтовой серии связано с процессами ликвации базальтового расплава в промежуточных камерах, а габброидного комплекса — с расслоением габброидов при эволюции магмы основного состава в нижнем слое океанической литосферной плиты.

В Севанской и Ведиинской офиолитовых зонах республики вулканогенные образования имеют определенное развитие и с различной подробностью рассмотрены в работах С. Б. Абовяна [1, 2, 3], Г. А. Казаряна [14, 15], А. Х. Мнацаканян [25] и др.

В комплексе вулканитов этих зон выделяются две дискретные последовательные серии — контрастная низкокаллевая толентовая и непрерывная субщелочно-базальтовая [14, 15]. Первая серия состоит из диабазов (спилитов), плагиориолитов и их туфов и субвулканических плагиогранитов, а вторая — субщелочных базальтов, титан-авгитовых и титан-авгит-керсутитовых субщелочных базальтов, оливиновых трахибазальтов, трахитов и соответствующих им пород субвулканической фации.

Кислые вулканиты, участвующие в контрастной низкокаллевой серии и имеющие ограниченное развитие (8—10% от общей массы пород серии), проявлены в эффузивной и экструзивно-интрузивной фациях. Излившиеся кислые породы — плагиориолиты представлены пирокластическими и эксплозивными туфами, реже потоками лав и еще реже автомагматическими брекчиями; последние образуют самостоятельные дайки или же слагают эндоконтактовые зоны собственно плагиориолитовых жильных тел. Субвулканические плагиориолиты образуют силлы, дайки мощностью в 0,5—2,0 м и длиной в несколько сот метров. Дайки в основном имеют северо-западное простирание, однако встречаются и дугообразно изогнутые (район проявления Сараландж). Контактное воздействие дайковых тел плагиориолитов на вмещающие породы слабое.

Плагиограниты, представленные относительно глубинными разностями кислых вулканитов, слагают дайки мощностью в 2,0—2,5 м при длине в несколько сот метров, а также вытянутые или изометричные штокообразные тела площадью от нескольких десятков до нескольких сот квадратных метров, из которых наиболее крупное — Далигинское занимает 0,1 кв. км.

В Севанской зоне плагиогранитовые интрузивы приурочены к узлам пересечений северо-западных и поперечных к ним систем тектонических нарушений. В промежутках между узлами развиты дайки плагиогранитов, трассирующих общее северо-западное простирание выходов субвулканических интрузивных тел. Основными узлами развития субвулканических плагиогранитов на северо-восточном побеге

режье оз. Севан являются: долина р. Далиага, северная окраина с. Бахар, Зодский перевал. В Вединской зоне плагиограниты развиты на правом берегу среднего течения р. Кесуз и восточной части Даштакарского (Дашлу) габбрового интрузива; они были вскрыты и в буровой скважине «Маркара-5».

Наиболее крупный Далиагинский плагиогранитный массив, кратко описанный Г. А. Арутюняном [5], находится в 4,0 км к северо-западу от с. Джил. Массив внедрен в ядро антиклинальной складки, осложненной доверхнесенонским тектоническим нарушением северо-западного направления. В северо-восточной части плагиограниты пересекают

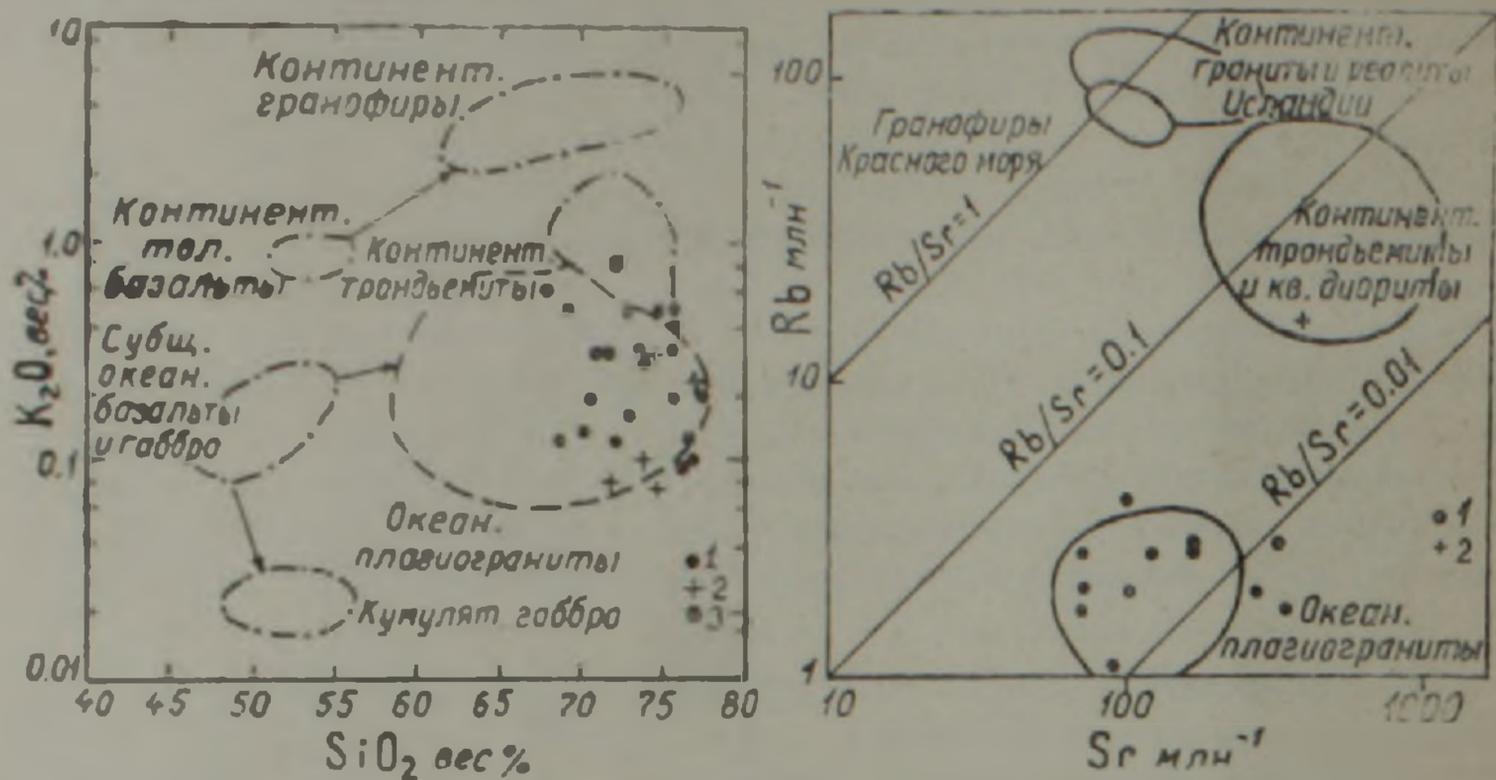


Рис. 1. Полулогарифмический график  $\text{SiO}_2$ — $\text{K}_2\text{O}$  генетически различных кислых пород. 1—плагиограниты Севанской зоны; 2—плагиограниты Вединской зоны; 3—мигматит-плагиогранит долины р. Памбак.

Рис. 2. Варнацинская диаграмма  $\text{Rb}$ — $\text{Sr}$  1—плагиограниты Севанской и Вединской зон; 2—мигматит-плагиогранит долины р. Памбак.

диабазы и шаровые лавы низкокальцевой толентовой серии с явными признаками контактового воздействия. В юго-западной части массива, за линией тектонического нарушения выходят субщелочные титан-авгит-керсутитовые базальты непрерывной субщелочно-базальтовой серии без каких-либо следов контактовых изменений, свидетельствующих об их относительно молодом, послеплагиогранитном возрасте. Лейкократовые плагиограниты собственно интрузивной фации ядра массива к эндоконтактам постепенно становятся относительно темными в связи с постепенным увеличением количества в различной степени переработанных ксенолитов. Вдоль северного контакта интрузив сопровождается несколькими дайкообразными телами плагиогранит-порфиров фации сателлитов. В западной части массива содержится крупный ксенолит амфиболлизированного габбро, пронизанный многочисленными прожилками и жилами плагиогранитов.

В районе с. Бахар на площади 2,5 кв. км развиты многочисленные мелкие выходы плагиогранитов [1, 3] и выявленные нами плагиогранитоиды и их туфы, в совокупности представляющие верхний горизонт вулканогенной толщи низкокальцевой толентовой серии. Здесь шаровые лавы амигдалондных базальтов с вкраплениями клинопироксена и плагиоклаза чередуются с пластами пирокластических туфов плагиогранитоидов, пересеченных собственными экструзивными телами. Необходимо отметить отсутствие постепенного перехода плагиогранитов в породы габбро-перидотитового комплекса Севанской офиолитовой зоны. В пространстве между близрасположенными мелкими плагиогранитными телами вмещающие диабазы превращены в контактовые клинопироксен-амфибол-полевошпатовые роговики и гибридные диориты и кварцевые диориты различной зернистости. Сами плагиограниты содержат в различной степени переработанные ксенолиты.

Метаморфизованные диабазы и гибридные породы экзоконтактовой фации пересечены густой сетью жил и прожилков тоналитов, плагиогранитов, редко полевошпат-биотитовых пегматитов, которые в совокупности представляют собой надинтрузивную зону, где гранитоидный массив по восстанию распадается на многочисленные разветвляющиеся рукава, пронизывающие раму.

Единственный случай внедрения плагиогранитов в габбро офиолитовой серии Севанской зоны установлен на правом борту р. Соютлу (Зодский перевал), где в контактовой зоне интрузива развиты автомагматические брекчии с переработанными обломками мафитов, превращенных в гибридные диориты и кварцевые диориты. Характерным для плагиогранитов является содержание ксенолитов преобразованных диабазов, при практическом отсутствии обломков вмещающих габбро.

В Вединской офиолитовой зоне, где также установлены две дискретные вулканические серии, кислые вулканиты подчинены толще пород низкокалусевой толентовой серии. Здесь многочисленные дайки и дайкообразные тела плагиогранитов и плагиогранит-порфиоров развиты на правом берегу среднего течения р. Кесуз.

Натриевые кислые породы образуют особую группу внутри расслоенных габброидных массивов офиолитовых зон республики. В Вединской зоне породы этой группы—плагиограниты, кварцевые диориты, распространены в северной части расслоенного габброидного массива Даштакар и восточной части массива Црдут (долина р. Кесуз). В Севанской зоне кислые магматиты, представленные дайками и жилами плагиогранитов, плагиоклаз-кварцевыми и кали-полевым шпат-плагиоклаз-биотитовыми пегматитами, развиты в восточной части Джил-Сатанахачского массива амфиболизированных и сосюритизированных габбро.

Детальное петрографическое описание кислых вулканитов и их субвулканических аналогов офиолитовой серии было дано ранее [14]. Плагиограниты и плагиориолиты—это кварц-полевошпатовые породы с незначительным участием темноцветных (клинопироксен, амфибол, реже биотит); плагиоклаз обычно представлен альбитом (№№ 5—6). Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, сфеном, редко рутилом, апатитом и цирконом; вторичные—эпидотом, хлоритом, пренином, карбонатом. Для них очень характерна деформированность, дробление зерен кварца с волнистым погасанием. Плагиориолитовые туфы обломочной текстуры содержат сплюснутые, линзовидные тельца, состоящие из мозаичного кварца и зерен эпидота, вероятно, представляющих в последующем раскристаллизованные фьямме.

Плагиограниты и плагиориолиты отличаются незональной структурой плагиоклаза, их альбитовым или близким к нему составом, высокой степенью упорядоченности, которые в совокупности являются следствием метаморфизма пропилитовой фации, вероятно обуславливающего и некоторое повышение натрия.

В ареале развития плагиогранитных тел по вулканитам развиты контактово-метаморфические образования, характер и интенсивность изменения которых обусловлены условиями залегания контактов, размером, морфологией и глубиной залегания интрузивов. У одиночных даек и дайкообразных тел с крутыми зальбандами, контактово-метаморфические образования развиты локально и распространяются вглубь окружающих пород от нескольких сантиметров до одного метра. Контактное воздействие изометричных массивов (Далиага, Зодский перевал) распространено на несколько десятков метров и выражено амфиболизацией клинопироксена вмещающих диабазов, развитием эпидота по породе и в виде заполнений миндалин.

Весьма сложная обстановка контактовых изменений наблюдается в районе севернее с. Бахар, где закартированы многочисленные мелкие штокообразные, жилные и жиллообразные тела плагиогранитов, густой сетью пронизывающие вулканиты. Ареал изменения вмещающих диабазов меняется в горизонтальном и вертикальном направлениях,

причем в последнем разница в отметках превышает 300 м (абс. высота 2300—2600 м), внедрением гранитоидного расплава в предварительно брекчированные диабазы формировались мозаичные образования — агматиты, где в ячейках-промежутках между плагиогранитными жчлами расположены в различной степени переработанные обломки диабазов. Мелкозернистые плагиоклаз-амфиболовые роговики флапгов и верхних горизонтов к середине и сверху вниз постепенно переходят вначале в мелкозернистые, а затем и среднезернистые диориты и кварцевые диориты с характерной для магматитов гипидноморфнозернистой, местами офитовой структурами.

На северо-восточном побережье оз. Севан, в районе среднего течения р. Памбак, в экзоконтактовой зоне ультрабазитового массива, в полосе шириной 20—25 м и протяженностью в несколько сот метров амфиболлизированные и сосюртитизированные габбро перерождены в амфиболиты и мигматит-плагиограниты. Не останавливаясь более подробно на этом весьма интересном факте и проблеме их формирования, которым будет посвящена специальная работа, отметим, что многократно повторяющиеся, местами гофрированные полоски амфиболитов и мигматит-плагиогранитов имеют мощность от микроскопических до 2—3 мм, реже 6—10 см, иногда образующих узловатые раздувы. Мигматит-плагиограниты с характерной для магматитов структурой состо-

Таблица 1

Содержание петрогенных элементов и элементов-примесей в плагиориолитах и плагиогранитах офиолитовых зон Армении

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	73,80	76,07	76,62	72,18	72,56	74,54	74,80	54,07	72,51
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,24	0,28	0,33	0,23	0,18	0,25	0,18	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,59	13,01	12,86	11,17	14,20	12,06	10,80	13,21	13,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,31	0,39	0,41	5,48	1,24	2,21	0,84	4,09	1,71
FeO	1,98	1,13	2,84	2,45	2,87	1,72	2,87	6,89	1,98
MnO	0,04	0,04	0,02	0,04	0,08	0,05	0,11	0,11	0,07
MgO	0,73	1,01	0,30	0,69	1,20	1,24	1,84	7,42	3,00
CaO	3,01	3,57	1,12	0,77	2,14	3,45	2,84	8,28	2,45
Na <sub>2</sub> O	3,60	3,50	4,40	5,5	4,10	3,8	3,50	3,5	3,60
K <sub>2</sub> O	0,30	0,50	0,1	0,13	0,75	0,08	0,20	0,40	0,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,11	0,06	—	0,09	0,06	0,09	0,46	0,09
H <sub>2</sub> O—	0,08	0,10	0,15	0,16	0,11	0,20	0,24	0,13	0,24
п. п. ц.	0,81	0,84	0,50	0,9	0,69	0,22	1,06	2,00	0,42
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	0,35	0,35	0,22	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	0,002	—	0,02	—
Сумма	99,66	100,51	99,66	99,80	100,61	100,16	99,66	100,76	100,23

Элементы — примеси, г/т

Ni	24	13	13	—	27	13	10	56	24
CO	5,6	2,4	1,8	—	1	2,4	5,6	42	5,6
Cr	32	—	4,2	10	13	24	18	240	32
Cu	10	—	24	100	3	10	100	320	42
Zn	56	—	130	100	56	24	56	42	32
La	—	—	180	—	32	75	10	130	56
Ce	—	—	56	—	—	42	32	42	75
Y	32	56	32	24	4,2	24	30	13	3,2
Yb	1,8	13	7,5	24	1,0	2,4	3,2	1	—
Zr	100	320	100	320	42	75	75	56	100
Ba	300	50	100	—	100	100	—	100	200
Rb	16	2	2	—	5	2	—	4	65
Sr	400	180	70	100	100	300	20	100	100
K/Rb	155,6	2075	419	—	1245	332	—	831	102
Rb/Sr	0,04	0,01	0,03	—	0,05	0,006	—	0,04	0,65
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	—	0,70487	—	—	—	—	—	—	—

1. Плагиогранит, массив Бахар. 2. Плагиогранит, массив Далнага. 3. Туф плагиориолитовый, массив Бахар. 4. Плагиориолит, проявление Тиграберд. 5. Плагиогранит, басс. р. Кесуз. 6. Плагиогранит—порф., басс. р. Кесуз. 7. Плагиогранит, массив Даштакар. 8. Амфиболлизированное габбро, исходная порода анатектических мигматит—плагиогранитов, басс. р. Памбак. 9. Мигматит—плагиогранит, там же.

ят из зонального плагиноклаза-андезина, кварца, небольшого количества зеленого амфибола, аналогичного из амфиболовых полосок. Мигматит-плагнограниты от плагногранитов низкокаллевой толентовой серии офиолитовых зон региона отличаются заметно высоким значением содержания калия (табл. 1).

Вопрос возраста вулканогенных образований офиолитовых зон территории республики вообще, а плагногранит-плагнориолитов для настоящего сообщения в частности, является одним из кардинальных, относительно которого высказаны различные мнения. Отнесение вулкани-тов Севанской зоны к турону—и. копыюку путем их параллелизации с аналогичными образованиями Ведикской зоны в настоящее время ос-паривается тем, что и по этой зоне проводятся уточнения в связи с получением новых данных фаунистических и радиологических опре-делений.

Время формирования офиолитовых поясов Передней Азии, Турции и Ирана определяется как юра-верхний мел [16, 36, 37, 40, 41, 42] и в этом отношении возраст офиолитов Закавказья, состоящих с ними в единой структурной системе, не может быть иным. Ассоциация вул-канитов с осадочными образованиями альба и титон-берриаса [4] поз-воляет вулканогенную толщу (в частности низкокаллевую толент-ба-зальтовую серию) Севанской зоны отнести к периоду в. юра-и. мел.

В вопросе возраста вулкани-тов определенную ясность вносят ра-диологические определения (табл. 2), по которым плагнограниты низ-кокаллевой толент-базальтовой серии Севанской зоны являются до-альбскими, из чего следует, что вмещающие их диабазы еще более древние (в. юра?), а породы субщелочно-базальтовой серии—турон-

Таблица 2.

Абсолютный возраст магматических пород офиолитовых зон Закавказья

№№ п п	Номер образца	Название породы или минерала и место взятия	Содерж. калия в % %	$K^{40}$ г/г $10^{-6}$	% радио- ген. $Ag^{40}$	$Ag^{40}$ см г/г $10^{-8}$	$Ag^{40}$ г/г $10^{-6}$	$Ag^{40}$ $K^{40} 10^{-3}$	Возраст в млн. лет	Среднее значение воз. в млн. лет
Севанская зона										
Габброидный комплекс										
1.	3160 д	Биотит из кварц-к. п. шпат-плагноклаз, пегма- тита Верховья р. Ар- мутлы.	2.89 2.89	3.45 3.45	43.04 34.0	19.80 22.02	35.28 39.30	10.23 11.40	168 156	162±6
Контрастная низкокаллевая толент-базальтовая серия										
2.	2543 в	Плагногранит. Между- речье Спитак-джур-Джа- мышолян	0.44 0.44	0.52 0.52	15.0 13.1	2.00 2.04	3.58 3.64	6.82 6.93	113.7 115.5	114.6 ±0.9
Непрерывная щелочно-базальтовая серия										
3.	3133 б	Субщелочной базальт. В 4.0 км к С-З от с. Джил	0.98 0.98 0.98	1.18 1.18 1.18	37.5 14.02 7.89	3.35 3.38 3.30	6.00 6.05 5.91	5.09 5.13 5.01	85.5 86.20 81.23	— 85.3 ±0.7
4.	2818 в	Трахибазальт. В 3,0 км к югу от сг. Шурабад	3.02 3.02	3.6 3.6	45.0 44.3	10.66 10.97	19.08 19.65	5.80 5.46	89.00 91.60	90.3 ±1.3
Ведикская зона										
Габброидный комплекс										
5.	3231 б	Плагногранит. Дашта- карский габброидный массив	0.38 —	0.45 0.45	15.0 12.0	2.96 2.33	4.03 4.15	8.89 9.15	146.9 151.0	149.0 ±2.0
Контрастная низкокаллевая толент-базальтовая серия										
6.	3300 а	Плагногранит, долина р. Кесуз, в 4,0 км выше ее устья	0.58 0.58	0.69 0.69	5.78 8.22	1.82 1.99	3.27 3.55	4.74 5.15	79.8 86.5	83.1 ±3.3

ские. Этими определениями затрагивается и вопрос возрастного отношения периодов формирования габброидного интрузивного комплекса и вулканогенной толщи, объединенных в единую офиолитовую серию. Радиологические определения показывают, что существует значительный временной разрыв между периодами формирования этих магматических комплексов. Для плагиогранитов и пегматитов габброидного комплекса и плагиогранитов низкокалцевой толент-базальтовой серии Севанской зоны этот разрыв равен 50 млн. лет, а Вединской—65 млн. лет. Эти сведения, а также конгломераты основания вулканогенной толщи, одновременно перекрывающие габбро, дают повод для серьезных размышлений и в определенной степени опровергают существующее мнение относительно единства триады пород офиолитовых зон Закавказья.

Породы вулканических серий, сформированных со значительным отставанием от интрузивных, вероятно, принадлежат к ряду островодужных магматитов, развитых на энсиматическом фундаменте. Эти рассуждения подкрепляются и результатами определения изотопов стронция, по которым диабазы низкокалцевой толент-базальтовой серии Севанской зоны имеют отношение  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0,70472$ , что нехарактерно для базальтов срединноокеанических рифтовых зон и скорее всего соответствует базальтам примитивных островных дуг [6].

### Обсуждение

Вулканизм раннего этапа развития исследованных офиолитовых зон имеет гомодромное и контрастное развитие, состоящее из двух полярных по составу пород—толентовых базальтов и плагиориолитов (плагиогранитов). Кислые породы серии (плагиориолиты и их туфы, субвулканические плагиограниты) характеризуются высоким содержанием кремнезема, умеренным или низким показателем глинозема, незначительным содержанием общего железа, магния, кальция (табл. 1). По высокому содержанию кремнезема и низкому  $\text{K}_2\text{O}$  (рис. 1) и другим параметрам они принадлежат океаническим плагиогранитам по Колману [18, 19]. Это подтверждается и соотношением  $\text{Rb}/\text{Sr}$  (рис. 2). По последним они близки к составам габбро, базальтам, чем континентальным гранофирам и тронджемитам. Низкое содержание  $\text{K}_2\text{O}$  обуславливает и незначительное участие ортоклаза в группе полевых шпатов с распределением фигуративных точек узкой полосой вдоль ребра  $\text{Al}-\text{Ab}$ . В этом отношении обособленное положение занимает анатектический мигматит-плагиогранит басс. р. Памбак. По отношению  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0,70484$  плагиограниты Севанской зоны относятся к мантийным гранитам [8].

По геодинамическим условиям формирования плагиограниты принадлежат двум основным группам—породам офиолитовых зон, т. е. областей с примитивной корой (океанических литосферных плит), и породам, развитым в архейских метаморфических комплексах, амфиболитах ранних орогенных поясов; известково-щелочных сериях островных дуг и т. д. Происхождение пород первой группы связывается с процессами фракционной кристаллизации базальтовой магмы [18, 19, 27].

Для пород второй группы, так же как и коровых гранитов, наиболее приемлемым является селективное плавление субстрата различного состава под воздействием перегретой базальтовой магмы [9, 11, 28, 31, 33, 34, 35], или же магнообразующие процессы в условиях гранулитовой фации [13, 38]. Некоторые авторы [7] считают их результатом послемагматической альбитизации с участием морской воды. По представлениям Э. М. Пополитова и др. [26], образование кератофилов (плагиориолитов) связано с переходящими в эклогиты базальтами при участии противоположных потоков кремненатриевых флюидов и воды в условиях их погружения в глубокие горизонты мантии. В ранней

работе Р. Л. Мелконяна [23] образование плагногранитов связывается с дифференциацией гибридной магмы, возникшей при ассимиляции гранитным расплавом известняков и доконтактовых зон гранитных интрузивов. В дальнейшем он [24], исходя из различных геодинамических условий, обуславливающих генерацию кислых расплавов, в ряду плагногранитов различных структур выделяет продукты анатектического выплавления из нижней коры и кристаллизационной дифференциации исходного бонинитового расплава.

По экспериментальным исследованиям при селективном плавлении граувакк [10], гранодиоритов [12] возникший первичный расплав гранитного состава, с наименьшей температурой плавления (расплав-минимум), обогащается  $K_2O$  по отношению к исходному материалу. Это подтверждается и наблюдениями по природным образованиям: мигматит-плагнограниты басс. р. Памбак содержат в два раза больше  $K_2O$  (табл. 1), чем подвергшиеся селективному плавлению исходные амфиболитизированные соссюритовые габбро.

В отличие от коровых вторичных магматитов (продуктов селективного выплавления) калиевого уклона, кислые дериваты низкокальциевой толент-базальтовой серии офиолитовых зон исследованного региона, а также аналогичных образований других областей мира с одинаковым геодинамическим режимом развития [19] характеризуются весьма низким значением калия и низкой глиноземистостью, по которым не отличаются от ассоциирующихся с ними толентовых базальтов. Эти особенности вызывают сомнение, что кислые породы контрастно-дифференцированного ряда толент-базальтовой серии причинно связаны с плавлением корового материала, тем более, что в офиолитовых зонах осадочные породы (радиоляриты, кремнистые осадки, граувакки) составляют верхние горизонты разреза, сформированные после проявления плагногранитов и плагнориолитов [14, 15, 17, 21, 30].

Участием афировых пород в составе нижних горизонтов вулканогенной толщи доказывается, что высоконагретый базальтический расплав низкокальциевой толентовой серии из малоглубинного магматического очага поступал быстро и безостановочно, не подвергаясь дифференциации [15]. Ассоциация плагнориолитов и порфировых базальтов с интрателлурическими вкраплениями в верхнем горизонте вулканогенной толщи наводит на мысль, что в поздней стадии развития низкокальциевой толентовой серии, внутри несколько утолщенной коры океанического типа, формировались промежуточные камеры, в которых базальтический расплав имел остановки с последующей дифференциацией. Присутствие в толще вариолитовых базальтов [15] позволяет высказаться о ликвационном расщеплении магматического расплава на две несмещающиеся жидкости — базальтического и плагнориолитового (плагногранитного) составов. Состав исходного магматического расплава, вероятно, соответствовал примитивным базальтам, лавовые потоки которого участвуют в разрезе вулканической толщи. Небольшие объемы плагнориолитов и плагногранитов в офиолитовых разрезах изученных зон Закавказья подтверждают мнение, что они являются дифференциатами базальтовой магмы.

В ликвационном процессе образования натриевого кислого расплава существенное значение имеет геохимическое поведение калия, которое при прочих факторах (физ-хим. условия, летучие компоненты и т. д.) в определенной мере обусловлено исходным составом магмы. При ликвации щелочно-базальтового расплава в выделенном лейкократовом расплаве (трахит, липарит) происходит увеличение количества калия [22]. Однако, в вариолитах Ялгубы [20] вариолы диабазов содержат такое же количество  $K_2O$ , что и матрица (2,22 и 2,22 или 2,20 и 2,35 соответственно). В вариолах Сосновых гор Германии [29]  $K_2O$  даже меньше, чем в матрице (1,75 и 2,63 соответственно), накопление  $K_2O$  не наблюдается и в паре вариолитов эвкрит-липарит [22]. В общей сложности в вариолитах по сравнению с матрицей при заметном увеличении кремнезема наблюдается уменьшение глинозема,

магния, железа, калия. Можно считать, что аналогичные явления происходили при образовании плагиориолитов (плагиогранитов) офиолитовых зон Армении. По этому поводу уместно еще раз упомянуть, что в диабазах и комагматичных с ними кислых продуктах  $K_2O$  находится на одинаковом и постоянно низком уровне.

В отличие от изложенного относительно плагиориолитов офиолитовых зон, плагиограниты и их излившиеся аналоги зрелых островных дуг и окраинных зон континентов всех возрастов (Урал, Закавказье, Б. Кавказ, Курило-Камчатская дуга, Сахалин и др.) характеризуются значительными размерами интрузивов и эффузивных толщ, следовательно, только палингенное перерождение огромных масс граувакк, вулканогенноосадочных образований, серых гнейсов и других метаморфитов, участвующих в разрезе этих структур, может продуцировать огромные массы кислого расплава [13, 32, 34].

Для этих двух генетически различных групп кислых натриевых пород определяющим является их сериальность, породы офиолитовых зон принадлежат известковому (толеит-базальтовому) ряду, а островных дуг и окраинных зон континентов — известково-щелочному (андезитовому), отражая различные геодинамические условия их формирования.

Кислые натриевые породы одной генетической группы представлены образованиями эффузивной и субвулканической фации — плагиориолитами и их туфами, плагиогранитами. Тесно ассоциируясь с вулканитами основного состава, как образования завершающего этапа эффузивного магматизма, они образуют единую контрастную толеит-базальтовую серию и генетически связаны с явлениями ликвационных процессов дифференциации толеитового магматического расплава в промежуточной камере.

Породы второй генетической группы — плагиограниты, сопутствующие им кварцевые диориты и реже пегматиты, проявлены только в интрузивной фации в составе расслоенных габброндных интрузивов, как крайний продукт дифференциации основного магматического расплава в период формирования нижнего слоя океанической литосферной плиты.

Институт геологических наук  
АН Армении

Поступила 21.IX.1990

Հ. Ա. ՂԱԶԱՐՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ՕՖԻՈՒՍԱՅԻՆ ԶՈՆԱՆԵՐԻ ՏՈՒՆԻՏԱՅԻՆ ՍԵՐԻԱՅԻ ԹԹՈՒ ՀՐԱԹԵԱՄԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Անդրկովկասի օֆիոլիտային զոնաների հրաբխածին գոյացումներում անջատվում են անընդհատ ենթաալկալային և հակադիր տոլիտ-բալալտային ապարների սերիաներ: Վերջինիս հետ կապված պլագիոոֆոլիտներն ու իրենց տուֆերը տեղադրված են հրաբխածին ապարների հաստվածքի վերին հորիզոնում՝ շերտավորվելով դիարալ-պորֆիրատային լավային հոսքերի հետ: Այդ խմբին պատկանող ենթահրաբխային պլագիոգրանիտային դանգվածները ներդրվել են հրաբխածին հաստվածքի համեմատաբար խորը հորիզոնների նախօրոք բեկորացված ապարների գոնաներում, իրենց շուրջը գոյացնելով կոնտակտ-մետամորֆային առաջացումների գոտի:

Կալիումի օքսիդի և սիլիկահոդի պարունակությամբ, ինչպես նաև ու-

րիդիումի ու ստրոնցիումի հարաբերութամբ, ուսումնասիրված հրաբխածին թթու ապարները համապատասխանում են օվկիանոսային պլազիոպրանիտներին:

Անդրկովկասի օֆիոլիտային զոնաների թթու ապարները պատկանում են երկու ծալումնային խմբի: Առաջին խումբն ընդգրկում է վերը նշված էֆուզիվ գործունեության հետ կապված պլազիոպրանիտներն ու ենթահրաբխային ինտրուզիվ պլազիոգրանիտները, իսկ երկրորդ խումբը՝ բաղկացած պլազիոգրանիտներից, բվարյային դիորիտներից հանդես է գալիս միայն շերտավորված գաբրոային զանգվածներում:

Երկրաբանական հատկաիշները, ապարների բացարձակ հասակը վկայում են, որ Անդրկովկասի օֆիոլիտային զոնաների պլազիոգրանիտներն իրենց ձևավորմամբ ևս ունեն տարբեր ֆորմացիոն պատկանելիություն: Այսպես, Սևանի զոնայի գաբրոային համալիրի պլազիոգրանիտների բացարձակ հասակը 162 մլն. տարի է, իսկ հակադիր տոլեիտ-բազալտային սերիայինը՝ 114 մլն. տարի: Վեդու զոնայի համար, համապատասխանաբար՝ 149 և 83 մլն. տարի:

Հակադիր տոլեիտ-բազալտային սերիայի դիաբազներում ստրոնցիումի իզոտոպների հարաբերությունը՝  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70472$  բավականին բարձր է միջին օվկիանոսային ուֆոտային գոտիների բազալտների համապատասխան մեծությունից: Հայտնվում է այն միտքը, որ ուսումնասիրված զոնաների տոլեիտ-բազալտային սերիայի դիաբազներն ունեն ոչ թե ուֆոտային տիպի կառուցվածքի պատկանելիություն, այլ հավանաբար իրենցից ներկայացնում են էնսիմատիկ հիմքի վրա զարգացած պրիմիտիվ կղզեաղեղային կառուցվածքին հատուկ հրաբխային գոյացումներ:

H. A. GHAZARIAN

## THE REPUBLIC ARMENIA OPHIOLITE ZONES THOLEITIC SERIES ACID VOLCANITES

### Abstract

In the limits of the Transcaucasus ophiolite zones the acid rocks take part in both contrast tholeitic-basaltic series and stratificated gabbroid massifs. These formational differences are reflected in their ages, too; in the Sevan zone the gabbroid complex plagiogranites age is 162 mln. years, but the age of tholeitic-basaltic series rocks is 114 mln. years, and in the Vedhi zone these ages are, correspondingly, 149 and 83 mln. years.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б. О петрографическом составе Кясаманского массива.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1963, № 2, с. 7—14.
2. Абовян С. Б. Меловые вулканогенные образования басс. оз. Севан.—В кн. Геология АрмССР, т. IV. Петрография, Вулканические породы. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1970, с. 188—197.
3. Абовян С. Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1981, 306 с.
4. Аванесян А. С. К вопросу о присутствии неокон-альбских отложений на южном склоне Севанского хребта (Малый Кавказ).—Вестник МГУ, сер. Геология, 1975, № 6, с. 92—100.
5. Арутюнян Г. С. Возрастное расчленение интрузивов северо-западной части Севанского хребта.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1967, № 1—2, с. 42—52.
6. Балашов Ю. А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры земли М., Наука, 1985, 221 с.

7. Батти М. Х. Петрогенезис Новозеландской спилитовой серии.—В кн: Проблемы палеовулканизма. М.: Изд. Мир, 1963, с. 137—157.
8. Богитиков О. А., Коваленко В. И., Рябчиков И. Д. Мантийные и коровые границы: сходства и различия.—В кн: Тектоника и вопросы металлогении докембрия. М.: Наука, 1986, с. 157—172.
9. Вакар В. А. Роль ассимиляции в процессах дифференциации трапповой магмы.—В кн: Труды НИИГА. М.: Наука, 1967, т. 151, с. 63—74.
10. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969, 247 с.
11. Добрецов Н. Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981, 202 с.
12. Иосиннес В. Значение экспериментальных исследований по проблеме формирования мигматитов.—В кн: Мигматиты. М.: Мир, 1988, с. 53—109.
13. Казарян Г. А. К вопросу происхождения плагиогранитов.—В кн.: Вопросы металлогении и петрографии АрмССР, (Зап. Арм. отд. ВМО, № 3) Ереван: Изд. АН АрмССР, 1966, с. 5—20.
14. Казарян Г. А. Основные черты верхнемелового вулканизма Севанского офиолитового пояса.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 4, с. 56—64.
15. Казарян Г. А. Основные черты верхнемелового вулканизма Севанского офиолитового пояса: петрография эффузивных и субвулканических образований.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, № 1, с. 24—35.
16. Казьмин В. Г. Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы.—Геотектоника, 1966, № 3, с. 72—83.
17. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, зап. часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975, 208 с.
18. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979, 261 с.
19. Колман Р. Г. Еще раз об океанических плагиогранитах.—В кн.: Тронджемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Изд. Мир, 1983, с. 118—130.
20. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Варнолиты Ялгуби Олонецкой губернии. Изб. труды т. 1. М.: Наука, 1949, с. 17—29.
21. Ломизе М. Г. О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии Закавказья.—И. в. учеб. завед., Геол. и разведка, 1970, № 11, с. 32—41.
22. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Варнолиты и их петрологическое значение.—Вестник, МГУ, сер. 4. Геология, 1987, № 5, с. 62—76.
23. Мелконян Р. Л. К вопросу о генезисе плагиогранитов (на примере Алавердского района)—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1965, т. 18, № 6, с. 32—41.
24. Мелконян Р. Л. Петрология и рудоносность мезозойских островодужных гранитоидных формаций Малого Кавказа.—Автореф. дисс. на соиск. учен. степени: докт. геол.-мин. наук, М.: ИГЕМ, 1989, 51 с.
25. Минацаканян А. Х. Верхнемеловые вулканические образования Вединского прогиба.—В кн: Геология Арм. ССР, т. IV, Петрография. Вулканические породы. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1970, с. 179—183.
26. Пополитов Э. М., Философов Т. М., Селиванова Г. И. Геохимические особенности и генезис плагиогранитных интрузий Западно-Саянской эвгеосинклинальной зоны.—Геохимия, 1973, № 11, с. 1636—1642.
27. Разницын Ю. Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982, 104 с.
28. Рефердатто В. В., Калинин А. С. Двумерные модели метаморфизма и анатексиса в складчатых областях земной коры. I. Модель магматической интрузии. Геол. и геофиз. 1989, № 6, с. 63—68.
29. Розенбуш Г. Описательная петрография. Л.: ОНТИ, 1934, 720 с.
30. Сатшиян М. А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 193 с.
31. Уокер Д. и Польдерварт Л. Долериты Карру Южно-Африканского Союза.—В кн: Геология и петрография трапповых формаций. М.: Изд. ИЛ, 1950, с. 8—182.
32. Ферштатер Г. Б. Типизация и генезис плагиогранитоидов, ассоциированных с габбро. 27-й Междунар. геол. конгресс, Тезисы, т. IV, секц. 0809., М.: 1984, с. 309—310.
33. Фролова Т. И. Вулканические формации геосинклиналей контрастного типа.—В кн: Проблемы магматической геологии. М.: Наука, 1973, с. 28—47.
34. Фролова Т. И., Бурькина Н. А. Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд. МГУ, 1977, 263 с.

35. Фролова Т. И., Бурикова И. А., Гушин А. В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985, 274 с.
36. Штеклин И. Древняя континентальная кора в Иране.—В кн.: Геология континентальных окраин, т. III, М.: Мир, 1979, с. 230—247.
37. Штеклин И. Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке. Оценка современных представлений, 27-й Междунар. геол. конгресс. Тектоника Азии. Коллоквиум К. 05, докл. т. 5, М.: 1984, с. 53—69.
38. Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б. Петрохимия гранитов и генезис гранитных магм.—В кн.: Вопросы петрохимии, Материалы к совещанию Л-1969, с. 21—25.
39. Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии (Малая Азия)—Геотектоника, 1967, № 2, с. 31—47.
40. Brinkmann R. —Einige geologische Leitlinien von Anatolien. Geologica et Palaeontologica, 1938, № 2, p.p. 111—119.
41. Lensch G. and Davoudzadeh M. —Ophiolites in Iran Neues Jahrbuch für Geologie and Palaeontologie Monashefte, 1982, № 5, p.p. 306—320.
42. Pinar Erden N. —The ophiolitic series of Turkey. Bull. Miner. Res. and Exple Inst. Turk, 1974, № 83, p.p. 119—130.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992 XLV, № 4, 13—23

УДК: 552.32:551.24.053(449.25)

Р. Н. ТАЯН, М. А. САТЯН, Р. Т. ДЖРБАШЯН

## О КИММЕРИЙСКОМ ГРАНИТОИДНОМ МАГМАТИЗМЕ МЕГРИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

На основе изучения галек конгломератов рассматривается вопрос допалеогенового гранитоидного интрузивного магматизма в пределах Зангезурского блока и истории развития Мегринского антиклинория в этапы, предшествующие становлению Мегринского батолита.

В геологической литературе по Зангезуру имеются неоднократные упоминания о гранитоидных гальках в составе толщи полимиктовых конгломератов Мегринского антиклинория. В зависимости от существующих геологических представлений, претерпевших в настоящем значительные изменения, исследователи относили вмещающую конгломераты толщу к палеозою [12, 16], верхней юре [2] или к досенонскому времени без конкретизации возраста. В значительной мере это было обусловлено недостаточным изучением галек конгломератов.

Находки галек известняков с остатками водорослей баррема в районе с. Шишкерт [6] указывали на время формирования толщи конгломератов, по крайней мере, в послебарремское время.

Отмечалось также сходство ритмообразно переслаивающихся отложений бассейна р. р. Вохчи и Шишкерт, согласно перекрывающих толщу конгломератов, с терригенно-осадочными образованиями Ереван-Ордубадского синклинория (Ахсунский горизонт р-на с. Гюлистан и р. Ордубад), датированных как нижний туроп.

Затем в аналогичных отмеченным тонкопереслаивающихся песчаниках и алевролитах центральной части Вохчинского разреза, сохранившихся среди интенсивно динамометаморфизованных пород, относимых к позднему докембрию, были определены фораминиферы туроп-коньякского возраста [19].

Изучение галек гранитоидов [1] позволило высказать предположение о наличии гранодиоритов дотретичного возраста. Это подтвердилось установлением древнего возраста гранитоидов низовья р. Малев.

По мнению Г. С. Ходжабагяна, гранитоидные гальки сходны с породами Малевского и Цавского интрузивов. Наличие галек гранитоидов дотретичного возраста отмечал А. Т. Асланян [2], считавший