

10. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 330 с.
11. Милановский Е. Е., Короновский П. В. Орогенный вулканизм и геодинамика Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973, 279 с.
12. Мурадян К. М. Рудоносность вулканогенных формаций Малого Кавказа. Ереван: Изд. НАН РА, 1994, 352 с.
13. Садоян А. А. Литология палеогена Армянской ССР. Ереван: Изд. АрмССР, 1989, 287 с.
14. Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Ереван: Изд. «Митк», 1966, 176 с.
15. Шарпенюк Л. Н. Магматогенные кольцевые структуры. Л.: Недра, 1979, 230 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1994, XLVII, № 3, 19—31

Г. А. КАЗАРЯН

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИСА ОФИОЛИТОВЫХ ГАББРОИДОВ СЕВАНСКОЙ И ВЕДИНСКОЙ ЗОН АРМЕНИИ

В офиолитовых зонах Армении из соответствующего комплекса пород после глубокого размыва сохранен горизонт габбро с подстилающими ультрабазитами, перекрытый лавами контрастной толеит-плагиориолитовой серии примитивной островодужной принадлежности. Габбровый горизонт состоит из двух неравных по мощности подгоризонтов. Породы нижнего подгоризонта (ритмично-расслоенная кумулятивная серия) генерировались по толеитовому тренду из «сухого» оливин-толеитового расплава в тетраэдре Ол-Опи-Кпи-Пл. Офиолитовые габбро верхнего подгоризонта (контрастная габбро-плагиогранитная серия) формировались в условиях нарастающего парциального давления воды и кислорода по известково-щелочному тренду в тетраэдре Опи-Кпи-Пл-Кв.

Введение

Габброиды офиолитовых зон Армении (Севанской, Вединской) изучались многими исследователями [1, 2, 4, 5, 12, 13, 20, 27, 31, 32 и др.], однако вопросы геологии и петрологии этих пород освещены недостаточно. Целью настоящей статьи является описание геологического строения габброидных массивов офиолитовых зон Армении, их взаимоотношений с вмещающими породами, рассмотрение некоторых вопросов петрологии.

В настоящем сообщении изложены результаты исследований, проведенных автором на Октемберянском (вскрытом бурением на нефтегазоносной площади Центрально-Октемберянской антиклинали), Даштакарском, Црдутском массивах и множестве мелких выходов Вединской зоны, представляющих разобщенные блоки единого габброидного горизонта; в Севанской зоне автором детально изучены крупные Зодский [20] и Джил-Сатанахачский массивы, а также большое количество относительно мелких выходов габбро (Джанахмед, Чанлычай, Шоржа, Дзкнагет, массивы Амасийского р-на); использованы собственные и литературные данные [16, 17] по Левскому и Ипякскому массивам Азербайджана.

Геология габброидов

Офиолитовые ассоциации, сформированные единым способом в срединно-океанических срединных зонах в разные эпохи геологи-

ческого развития земной коры, имеют одинаковое строение и строгую последовательность залегания магматических образований. Любое нарушение этой последовательности требует соответствующего объяснения. В офиолитовых зонах Армении изложенный разрез нарушен, и отсутствие горизонтов комплекса параллельных даек и абиссальных толентовых лав нами объясняется уничтожением их эрозией.

В Севанской зоне, на восточном фланге Зодского месторождения, прениitizedированные расслоенные габбро с древней корой выветривания трансгрессивно перекрываются терригенной толщей, состоящей из слюдястых песчаников и базальных конгломератов с гальками и валунами габбро, диабазов, органогенных известняков с фауной норийского яруса триаса [19], общей мощностью 132 м. Осадочная толща, в низах включающая маломощный поток основных лав, перекрывается толщей многократно повторяющихся потоков шарово-подушечных базальтовых лав суммарной мощностью 240 м. Шарово-подушечные базальтовые лавы с подстилающими осадочными образованиями, перекрывающими габбро и ультрабазиты, развиты на Тигранасарском и Западно-Тигранасарском участках Зодского месторождения. Трансгрессивное залегание осадочных образований и перекрывающих их шарово-подушечных базальтовых лав, пересеченных дайками плагиориолитов, установлено в Джанахмедском габбровом массиве, на левобережных холмах одноименной реки. В районе восточнее с. Арпунк потоки диабазов переслаиваются с осадочными породами титон-бернасского возраста [3]. На Тигранабердском месторождении и прилегающих к нему участках потоки шарово-подушечных лав толентовых базальтов прислонены к древним выступам рельефа разложенных и эродированных габбро и ультрабазитов, а на левом борту р. Чанлычай, у тальвега, под лавами залегает пласт базальных конгломератов мощностью в 22 м, перекрывающий расслоенное габбро. На небольшом Дзкнагетском выходе сильно тектонизированных офиолитовых габбро с элементами расслоенности перекрыты конгломератами мощностью в 12 м, выше которых следуют основные вулканиты. На Меграшатском хребте, севернее с. Дашкерпи, тектонизированные разрозненные выходы расслоенных оливиновых габбро и перидотитов перекрыты тремя 45—50-метровыми потоками диабазов со слоем базальных конгломератов с обломками оливиновых габбро и габброноритов.

В Вединской офиолитовой зоне, в западной части Даштакарского массива, шарово-подушечные базальтовые лавы залегают над выветрелыми офиловыми габбро. Местами они подстилаются конгломератами с гальками габбро, мощностью 5—6 м. Буровая скважина Октемберян-1 после 370-метровой толщи диабазов и спилитов, на глубине 3610—3635 м, вскрыла пласт осадочных пород с гальками габбро и диабазов, ниже которого следуют вначале выветрелые, а потом массивные офиловые габбро.

Вулканогенная толща, трансгрессивно перекрывающая габброиды и ультрабазиты, в нижней части представлена низкокаллевой контрастной толент-плагиориолитовой серией, состоящей из шарово-подушечных диабазов, гналокластитов с их пирокластами, пересеченной дайкообразными субвулканическими интрузиями плагиогранитов. Серия формировалась в периоде от титон-валанжина [3] до апта [21, 49]. Верхняя часть толщи, представленная дифференцированной трахибазальтовой серией, состоящей из потоков титанавгит, титанавгит-керсутитовых трахибазальтов, трахиандезитов, трахитов и их пирскластов, переслаивающихся с известково-кремнистыми, радиоляриевыми позднемеловыми [11] осадками, сформирована 85—90 млн. лет назад [21]. Г. С. Закаридзе с соавторами [49] доказана принадлежность этих вулканитов к образованиям островных дуг. Это мнение подтверждается и нашими данными, основанными на факторных величинах F_1 , F_2 вулканитов по Пирсу [47], отношении малоподвижных элементов при условиях низко-

и среднетемпературного метаморфизма и величине отношений изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70472^*$.

До последних лет господствовало мнение ряда авторов [1, 2, 32], что интрузивы офиолитовой серии Армении внедрены в мезокайнозойские образования, причем без указаний фактов пересечения и описаний контактово-метаморфических образований. Однако, как следует из изложенных наших материалов, это мнение отрицается. Изотопный возраст габброидов, по данным разных авторов, представлен от 160 [12, 21, 29] до 226 ± 13 млн. лет [6], а плагиогранит-мigmatитов, по нашим материалам, — $223 \pm 1,5$ млн. лет.

Горизонт габброидов, налегающий на ультрабазиты мантийного комплекса, начинается кумулятивной зоной мощностью 180—200 м, состоящей из переслаивающихся полос полевошпатовых лерцолитов, оливковых габбро, троктолитов, анортозитов, клинопироксенитов, которая в Севанской зоне установлена в Джил-Сатанахачском и Левском массивах, а в Вединской — в разрозненных выходах Азизкендского массива [2].

Габброидный горизонт состоит из двух неравных по мощности подгоризонтов: верхнего (1,0—1,2 км) и нижнего (3,0—4,0 км), резко различающихся по микроструктурным особенностям и спектру слагающих пород. Оба подгоризонта в различной сохранности проявлены в Октемберянской скважине и в Црдутском массиве Вединской зоны и Джил-Сатанахачском—Севанской.

Нижний подгоризонт аллотриоморфнозернистых габбро, сложенный ритмично расслоенной (кумулятивной) серией, в Октемберянской скважине прослежен более чем на 700 м; в Црдутском массиве, будучи ограничен тектоническими нарушениями, имеет видимую мощность 550 м; Зодский массив в обнаженной части мощностью более 2,5 км сложен этим подгоризонтом [20]. В Джил-Сатанахачском массиве нижний подгоризонт представлен полным разрезом мощностью более 1,5 км. Габброиды нижнего подгоризонта с характерной аллотриоморфнозернистой структурой в Вединской зоне в основном представлены оливковыми габбро и габброноритами, а в Севанской — габброноритами и габбро, при подчиненном развитии в обеих зонах плагиоклазовых перидотитов, анортозитов, феррогаббро, феррогабброноритов. Интенсивно проявлена ритмическая расслоенность. Все разновидности пород массивов, лишенные признаков контактового воздействия, взаимных пересечений, ороговикования, явлений гибридизма, наличия ксенолитов, формировались на месте, внутри единого магматического тела.

Верхний подгоризонт офитовых габбро (контрастная габбро-плагиогранитовая серия) имеет мощность: в Октемберянской скважине — 650 м, Црдутском массиве — 950 м, Даштакарском (нацело сложенном породами этого подгоризонта) — 650 м, Джил-Сатанахачском — 450 м. Истинная мощность подгоризонта больше указанных величин, так как Црдутский массив прерывается тектоническими нарушениями, а остальные несогласно, с разрывом перекрыты молодыми отложениями. Основные разновидности пород подгоризонта — офитовое габбро, в меньшей мере лейкогаббро, феррогаббро, редко плагиограниты и тоналиты. В Даштакарском и Црдутском массивах с офитовыми габбро верхнего уровня подгоризонта пластуются плагиограниты и тоналиты. В Джил-Сатанахачском массиве, в отличие от габброидов Вединской зоны, встречаются только жильные тела плагиогранитов, плагиоклазитов, кварц-плагиоклазовых (реже с калишпатом и биотитом) пегматитов, часть которых имеет метасоматический характер. Эти лейкократовые породы, составляющие менее 1% от общего объема массива, не могут

* Все аналитические работы автора выполнены в соответствующих лабораториях ИГи НАН Армении

быть аргументом в пользу отнесения интрузива к габбро-плагиогранитному ряду [29]. Встречающиеся в массиве кварцсодержащие породы, по количеству кремнезема соответствующие тоналитам, в действительности являются метасоматитами, в которых некоторая часть вторичного кварца в виде мелких бусинок располагается по периферии уралитизированных кристаллов клинопироксена, а подавляющая часть развивается реакционно, образуя агрегат, состоящий из мозаичных и волнисто погасающих зерен, нередко сопровождающихся эпидотом. Офитовая, таксоофитовая структуры габбро, порфировая — плагиогранитов, а также ярко выраженная зональность кристаллов плагиоклаза свидетельствуют о малоглубинной обстановке формирования пород подгоризонта. Редко встречающаяся расслоенность, выраженная чередованием полос кварцевого габбро — тоналита плагиогранита (Даштакар), относится к последовательно дифференцированному типу [20]. Для офитовых габбро характерны обрастание кристаллов клинопироксена позднемагматической бурой роговой обманкой и наложенная уралитизация.

Переход между подгоризонтами постепенный, происходит в 60—70-метровой зоне, выражен сменой аллотриоморфнозернистой структуры офитовой при постепенном проявлении, а затем преобладании зональности кристаллов плагиоклаза.

Габброиды Вединской и Севанской зон эродированы в различной степени: на Зодском массиве глубина размыва достигает средних уровней нижнего подгоризонта, на Даштакарском и Црдутском снесена самая верхняя часть верхнего подгоризонта; в Октемберянском и Джил-Сатанахачском массиве — уничтожена верхняя половина верхнего подгоризонта.

Мощность габброидного горизонта по разрезам Вединской и Севанской зон и офиолитовых разрезов других регионов мира [21, 36, 35, 45, 48] составляет 4—5 км.

Полосчато-линейная текстура пород и магматическая расслоенность габбро офиолитовой серии отличаются малой выдержанностью по латерали. Различаются два типа ритмичной расслоенности — контрастный и постепенный [20]. Контрастный тип в обеих офиолитовых зонах региона представлен исключительно парагенезом Ол-Кли-Пл, образующим пару гомогенных пород: оливиновое габбро-анортозит. Возникновение этого типа обусловлено периодическим проявлением ликвации базальтического расплава, образующей две несмешивающиеся контрастные составляющие. В постепенном типе каждая полоса имеет асимметричное строение, при котором максимальное количество железо-магнезиальных минералов нижней части по вертикали постепенно уменьшается, вследствие чего у верхней границы слоя породы становятся абсолютно лейкократовыми. Образование такой расслоенности обусловлено гравитационно-кристаллизационной дифференциацией расплава, при котором у осаждающейся плоскости (условное дно прослоя) накапливаются железо-магнезиальные минералы.

Кроме ритмичной, в массивах габбро в целом устанавливается скрытая расслоенность, выраженная в прогрессивном увеличении содержания кремнезема от нижних горизонтов к верхним и изменении состава сквозных порообразующих минералов. Незональный битовнит (№ 87—88) оливиновых габбро нижнего подгоризонта в вертикальном направлении постепенно подкисляется до лабрадора (№ 55—56) в ядре зональных зерен и олигоклаза по краям в офитовых габбро или альбита (№ 8—9) в плагиогранитах верхнего уровня верхнего подгоризонта. Скрытая расслоенность проявляется также в постепенном увеличении содержания окиси железа в клинопироксенах от 5,84% в оливиновых габбро до 9,86% в офитовых габбро.

В последнее время, группа исследователей [12, 13] высказывает мнение о бонинитовом тренде развития пород верхнего габбро-диорит-

плагиогранитового отрезка габбрового горизонта Севанской офиолитовой зоны. Это, по нашему мнению, не противоречит результатам наших исследований, изложенным в настоящей статье. Однако в вопросе взаимоотношений пород бонинитовой и толеитовой серий, представляющих единый горизонт габбро офиолитов, авторы для обоснования «разновозрастности» этих серий приводят подборку фактов, которые оказываются взаимоисключающими. Например, отмечая пересечение ультрабазитов габбрового горизонта (толеитовая серия) породами бонинитовой серии в долине р. Памбак [12, 13], они указывают, что «... сколько-нибудь перерывов во времени формирования толеитовой и бонинитовой частей офиолитового разреза не доказывается...» [12, стр. 26]; неверно трактуется взаимоотношение габбро с диоритами и плагиогранитами в Кясаманском (Бахор, Арпунк) массиве [13] и т. д.

В действительности, в долине р. Памбак при протрузивном внедрении, в определенной степени нагретые перидотиты разламывали и уничтожали кумулятивный слой основания габбро (толеитовая серия) и оказали контактово-метаморфическое воздействие на породы бонинитовой серии с образованием тонкополосчатых амфиболитов с роговиковой структурой, содержащих многочисленные прослои плагиогранит-мigmatитов*. Плагиограниты Кясаманского (Арпунк) массива относятся к послеофиолитовой контрастной низкокалиевой толеолит-плагиориолитовой серии [21], густая жильно-магматическая система которых образовала большой ореол гибридных габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов.

Некоторые вопросы петрологии габброидов

Химический состав и основные петрохимические параметры габброидов изученных массивов приведены в табл. 1.

Все разновидности пород отличаются резким преобладанием натрия над калием. Соответственно повышению кремнезема в породах неуклонно уменьшается содержание магнезия, особенно резко в плагиогранитах. Величина железистости, характеризующая толеитовую тенденцию развития, неуклонно повышается от относительно основных разностей к кислым, причем выражены оба подтипа: феннеровский—увеличение суммарного железа при относительно постоянном уровне магнезии до образования феррогаббро, и собственно толеитовый—относительное повышение железистости вследствие резкого падения количества магнезия (плагиограниты).

Тождество строения коры океанического типа и офиолитового разреза, отмеченное многими авторами [23, 26, 28, 30, 33, 34, 40 и др.], получило общее признание. Формирование подобного разреза происходит в спрединговых зонах, зарождение и развитие которых в планетарных масштабах обусловлены раздвижением литосферных плит и подъемом магматического диапира в образующиеся камеры [28]. Таким образом, осевая часть спрединговой зоны является областью подъема и дивергенции конвенционного потока [36], способствующего проникновению магматического расплава [7, 10]. В новых малоглубинных условиях (давление 6—8 кбар) при частичном (10—15%) плавлении лерцолита генерируются толенты [10]. Основная часть расплава, занимающая магматическую камеру, рассекаясь по обе стороны осевой зоны спредингового хребта, образует горизонт габбро между комплексом параллельных даек и верхней мантией.

Средний состав пород Црдутского, Октемберянского и Джил-Сатанахачского массивов с относительно полным разрезом габбрового горизонта соответствует среднему габбро океанов [22], толеитовому

* Этот вопрос подробно рассмотрен в подготовленной к печати статье автора, посвященной плагиогранит-мigmatитам контактовой зоны.

Средние химические составы габброидов офиолитовых зон Армении

	Црдутский массив									Даштакарский массив				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1	2	3	4	5
SiO ₂	39,69	45,92	44,70	43,48	49,01	67,83	75,44	44,82	56,55	49,86	46,26	50,09	63,86	63,00
TiO ₂	0,18	0,24	0,99	0,20	0,47	0,51	0,28	0,31	0,44	0,59	1,18	0,35	0,35	0,26
Al ₂ O ₃	4,76	17,15	13,99	27,54	15,53	12,8	13,31	16,58	14,71	17,10	20,21	22,11	16,12	13,35
Fe ₂ O ₃	7,74	4,76	9,55	0,32	4,88	4,31	0,74	5,13	4,1	1,71	4,27	1,71	1,84	1,09
FeO	6,60	3,15	6,32	1,93	5,75	5,17	2,96	3,75	5,19	7,40	8,65	5,07	4,67	2,84
MnO	0,15	0,08	0,2	0,03	0,13	0,15	0,04	0,09	0,11	0,16	0,13	0,10	0,08	0,05
MgO	26,58	9,34	8,87	4,42	8,17	1,54	0,89	10,66	5,85	7,58	2,82	4,36	2,84	0,95
CaO	7,70	16,41	12,50	15,70	9,79	3,02	0,77	14,26	7,16	10,25	9,78	9,50	4,65	2,46
Na ₂ O	0,40	1,20	1,95	1,70	3,05	3,20	3,90	1,25	3,21	2,58	2,70	3,26	3,95	4,37
K ₂ O	0,05	0,07	0,12	0,02	0,31	0,25	0,18	0,06	0,28	0,53	0,45	0,35	0,31	0,26
P ₂ O ₅	0,04	0,07	0,03	0,02	0,1	0,23	0,09	0,06	0,12	0,08	0,05	0,06	0,06	0,08
H ₂ O	0,30	0,32	0,27	0,29	0,44	0,31	0,17	0,31	0,37	0,27	0,38	0,43	0,34	0,20
N п.п.	6,26	1,91	1,14	3,89	2,57	1,50	1,03	2,52	2,13	1,69	2,8	2,44	1,58	0,96
Сумма	100,45	100,62	100,63	99,29	100,04	100,83	99,80	99,81	100,22	99,80	99,68	100,83	100,65	99,85
a	0,8	2,8	4,6	4,5	7,2	7,3	8,2	3,0	7,6	6,6	7,5	8,6	9,1	9,6
c	2,4	9,0	4,9	20,2	6,9	3,6	0,9	8,5	6,1	8,4	7,7	12,1	5,7	3,7
b	56,8	34,8	38,3	14,8	29,0	13,2	11,0	36,0	21,2	26,4	24,6	16,0	11,9	6,5
s	40,0	53,4	52,2	60,5	56,9	75,9	79,9	52,5	65,1	55,6	60,2	63,3	73,3	80,2

Црдутский массив. Нижний подгоризонт: 1—Полевошпатовые перидотиты [1]*, 2—оливиновые габбро [6], 3—феррогаббро [2], 4—габбро-анортозиты [1]. Верхний подгоризонт: 5—габбро офитовые [4], 6—топалиты [1], 7—плагнограниты [1], 8—средний состав нижнего подгоризонта [10], 9—средний состав верхнего подгоризонта [6], Даштакарский массив: 1—габбро офитовые [5], 2—феррогаббро офитовые [2], 3—лейкогаббро [3], 4—топалиты [4], 5—плагнограниты [7].

* В скобках количество анализов.

	Зодский массив							Джил-Сатанахачский массив			
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4
SiO ₂	40,17	44,79	46,22	47,92	43,05	40,03	44,58	46,86	49,61	52,06	63,28
TiO ₂	0,18	0,18	0,23	0,53	1,8	2,30	0,10	0,36	0,35	0,47	0,36
Al ₂ O ₃	5,28	17,13	20,45	17,92	17,43	18,10	29,38	16,41	15,79	15,33	16,16
Fe ₂ O ₃	9,82	4,13	3,39	3,17	6,75	6,20	0,60	1,43	2,39	3,90	1,68
FeO	7,75	4,59	2,07	4,84	8,83	8,52	2,26	5,88	5,33	6,37	4,57
MnO	0,16	0,09	0,07	0,20	0,24	0,22	0,06	0,09	0,10	0,13	0,09
MgO	21,5	11,04	7,47	7,90	6,85	7,50	2,30	12,27	9,64	8,73	2,69
CaO	7,47	14,10	16,07	13,61	11,21	12,18	15,83	13,34	12,76	10,63	6,07
Na ₂ O	0,22	0,85	1,60	1,77	1,65	4,70	2,00	1,43	2,13	2,45	3,36
K ₂ O	0,10	0,10	0,19	0,07	0,07	0,07	0,25	0,10	0,13	0,24	0,36
P ₂ O ₅	0,29	0,03	0,03	0,04	0,06	0,09	0,05	0,05	0,20	0,06	0,17
Cr ₂ O ₃	0,09	—	0,19	—	—	—	—	—	0,02	0,04	0,01
H ₂ O	0,71	0,62	0,2	0,32	0,35	0,18	0,46	0,19	0,27	0,09	0,15
N.п.п.	6,16	3,10	2,41	2,32	1,75	3,60	2,43	1,84	1,40	1,21	1,33
Сумма	99,9	100,37	100,59	100,61	100,04	100,70	100,29	100,25	100,12	100,71	100,28
a	0,4	2,1	4,1	4,1	3,9	4,1	5,9	3,3	4,6	5,6	8,0
c	3,1	10,8	12,6	8,4	10,4	11,1	21,2	7,7	8,0	7,3	7,0
b	53,9	34,4	27,1	30,6	32,4	33,5	10,6	35,9	31,2	28,4	11,3
s	42,6	52,7	56,2	56,9	53,3	51,3	62,3	53,1	56,2	58,7	73,7

Зодский массив: 1—полевошпатовые перидотиты [2], 2—оливиновые габбро [2], 3—габбро [4], 4—габбронориты [7], 5—феррогаббронориты [8], 6—феррогаббро [1], 7—анортозиты [8]. Джил-Сатанахачский массив: 1—оливиновые габбро [3], 2—габбро [8], 3—габбро офитовые [7], 4—«тоналиты» (амфиболизированные, соскюритизированные, окварцованные офитовые габбро).

базальту Срединно-Атлантического хребта [43], толентам океанических хребтов ТОР-2 [10], абиссальных базальтов [22, 44]. Петрохимическая общность офиолитовых габбро с перечисленными породами океанической литосферы приводит к заключению, что исходный базальтический расплав исследованных интрузивов зарождался в океанической структуре в условиях, аналогичных для толентов ТОР-2.

Дальнейшая эволюция оливин-толеитового расплава протекала при постоянном растяжении коры и расширении камеры в горизонтальном направлении, под броней горизонтов параллельных даек и шарово-подушечных лав суммарной мощностью в 1,8—2,2 км и слоя морской воды в 3,0—3,5 км, что обуславливало общее давление в 1,5 кбар.

Закономерности распределения пород в соответствии с эволюцией магматических процессов внутри интрузивов (в частности, на примере Црдутского массива) показывают, что дифференциация исходного оливин-толеитового расплава фронтальной части диапира привела к формированию двух дочерних составляющих, в последующем слагающих соответствующие подгоризонты, из которых нижний с более высокой основностью «в»=36 (табл. 1) соответствует эвкриту, а верхний — с «в»=21 — безоливиновому габбро по Дэли, кварцевому толенту [7] или среднему долериту Карру [42], дальнейшая эволюция которых протекала автономно.

Эвкритовый расплав плагиоклаз-клинопироксенового анхи-эвтектического состава нижнего подгоризонта развивался многостадийно, что обусловлено периодическим изменением термобарических условий, парциального давления воды и кислорода, создающих расслоенное строение массивов, выраженное в одном случае образованием чередующихся с оливиновыми габбро слоев полевошпатовых перидотитов, в другом — контрастно-ритмично-расслоенным комплексом ликвационных пар оливиновое габбро-анортосит, а в третьем — феррогаббро. Все породообразующие процессы протекали в условиях острого дефицита кремнезема, на раннем этапе образуя парагенез Ол-Опи-Кпи-Пл (№ 72—73), в последующем безоливиновый, а в конце Пл (№ 66—67) — Кпи-Мгн, обосновывая этим феннеровский тип толеитового тренда.

Кварц-толеитовый расплав верхнего подгоризонта развивался в иных условиях. Прежде всего это малоглубинная фация кристаллизации «сухого» базальтического расплава, отраженная в быстрой индивидуализации лейстоватых кристаллов плагиоклаза, создающих с поздним клинопироксеном офитовую структуру. Нарастающее парциальное давление воды и кислорода вносило соответствующие коррекции в кристаллизацию базальтического расплава. Начальный парагенез Кпи-Пл (№ 55—56) довольно быстро сменился на Ам-Пл (№ 25—26), что отражено в образовании зональных кристаллов полевого шпата, а в завершающем этапе — Ам (Би) — Пл (№ 8—9) — Кв. Смена минеральных парагенезов отражает переход начального толеитового тренда в известково-щелочной.

Образование высококремнеземистых пород в габброидной серии имеет важное петрологическое значение, потому что развитие оливин-базальтового расплава в пределах тетраэдра Ол-Опи-Кпи-Пл ограничено ортопироксеновым барьером [18], исключающим возможность выведения гранитов. Это обстоятельство и недооценка вероятности перехода толеитовой линии развития при изменении водно-кислородных условий в известково-щелочную, по-видимому, принудили многих исследователей [8, 14, 15, 37, 38, 39, 42 и др.] прийти к мнению, что в расслоенных габброидных интрузивах, трапповых и долеритовых силах многих регионов мира появление гранитов на завершающем этапе дифференциации связано с явлениями ассимиляции кремнистых образований рамы и формированием гибридной магмы, в последующем выделившей гранофиры или пегматиты.

Основные пути дифференциации базальтического расплава по Фен-

неру и Боуэну в отдельности правомочны, и можно их примирить при внесении соответствующих коррективов. Фенеровский тип относится к развитию «сухого» базальтического расплава, развивающегося в условиях закрытой системы в ограниченном ортопироксеновым барьером тетраэдре Ол-Опи-Кпи-Пл, при котором путем осаждения кристаллической фазы остаточный расплав постепенно обогащается железом, образуя в завершающем этапе феррогаббро. Боуэновский тип развивается в открытой системе, в условиях постепенного повышения парциального давления воды и кислорода, в тетраэдре Опи-Кпи-Пл-Кв, в условиях которого в остаточном расплаве постепенно повышается количество кремния, щелочей, железа, что способствует образованию комплекса пород известково-щелочной серии.

В дифференциации оливин-толеитового расплава, являющегося родоначальным для габбро офиолитовой серии, устанавливается поэтапный переход от толеитового направления развития к известково-щелочному. Количество воды до 1% в «сухом» базальтическом расплаве [19] недостаточно для развития известково-щелочной серии, для которой необходимы особые условия. Эти условия в габбровом горизонте, в частности в верхнем подгоризонте, создаются после отделения безводной кристаллической фазы, составляющей более 90% массы, после чего в остаточном магматическом расплаве сильно возрастает содержание воды (более 2%). К этому следует добавить, что при кристаллизации магмы в глубинных зонах горизонта габбро освобождающаяся вода отгоняется на краевые участки камеры, в результате чего в верхнем подгоризонте содержание воды превышает 4%, что вполне достаточно для генерации кислых пород [41]. Подтверждением изложенного является смена безводных минеральных парагенезов габбро (Ол, Пи, Пл) водосодержащими минералами (Ам, Би) в офиловых. С момента достижения достаточного количества воды и кислорода остаточный расплав развивается по известково-щелочному тренду. Из этого следует, что постепенное увеличение парциального давления воды и кислорода создает определенные условия для смены толеитовой линии развития офиолитовых габбро, вероятно, и всех расслоенных габбровых массивов и траплов, известково-щелочной линией.

Результаты экспериментов Осборна [46] по базальтовым расплавам при различных режимах парциального давления кислорода подтверждают изложенное мнение о том, что в определенных условиях водно-кислородного режима происходит переход от толеитовой линии развития в известково-щелочную. На диаграмме железистость-кремнезем с соответствующими кривыми кислородного режима [46], составы пород исследованных массивов располагаются на трендовых линиях Скаргаарда, толеитовой, а потом известково-щелочной серии, а на диаграмме отношение закисное / окисное железо-кремнезем с соответствующими кривыми кислородного режима [46] точки анализов офиолитовых габброидов располагаются на трендовых линиях Скаргаарда, траплов Сибирской платформы [39], толеитовой и известково-щелочной серии. На обеих диаграммах четко выделяется область, где породы с содержанием кремнезема 53—62% отсутствуют (этот интервал нами назван «андезитовым пробелом»), чем обосновывается выделение контрастно-дифференцированного габбро-плагногранитного или базальт-плагииолитового комплекса [21].

Заключение

1. Габброиды офиолитовых зон Армении и трансгрессивно перекрывающая их вулканогенная толща формировались в разных геодинамических условиях: офиолиты в зоне спрединга, а вулканиды — в примитивной островодужной системе.

2. Вулканогенная толща мощностью более одного километра со-

стоит из низкокалневой контрастной толент-плагнориолитовой серии, сформированной в верхней юре-нижнем мелу, и нормально дифференцированной трахибазальт-трахитовой серии — турон-верхнеконьякской.

3. Горизонт габброидов (мощностью 4—5 км) состоит из двух подгоризонтов: нижнего, аллотриноморфнозернистого, ритмично расслоенного с широким спектром набора габбро, и верхнего — контрастно дифференцированного офитового габбро-плагногранитного.

4. Габброиды нижнего подгоризонта генерировались из «сухого» оливин-базальтового расплава в условиях средних глубин по толентовому тренду, а верхнего — кварц-толентового расплава в приповерхностных условиях, при прогрессивном увеличении парциального давления воды и кислорода с преодолением «ортопироксенового барьера», по известково-щелочному тренду с генерацией тоналитов и плагногранитов.

Институт геологических наук
НАН РА

Поступила 22. VI. 1993.

Հ. Ա. ՂԱԶԱՐՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՍԵՎԱՆԻ ԵՎ ՎԵՏՈՒ ԶՈՆԱՆԵՐԻ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ
ԳԱԲՐՈԻԴՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ ԵՎ
ՊԵՏՐՈԳԵՆԵԶԻՍԻ ԱՌԱՆՋՆԱՀԱՏՎՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայաստանի Սևանի և Վեդու օֆիոլիտային զոնաներում համապատասխան ապարների կոմպլեքսներից խորրո ողողամաշումից պահպանվել են միայն գաբրոների հորիզոնը և նրա տակի պերիդոտիտները, որոնք աններդաշնակ ծածկված են պարզ կղզաղեղային պատկանելության հակադիր տոլեիտալազիոոֆիոլիտային սերիայի հիմքային լավաների հոսքերով:

Հանրապետության և աշխարհի բազմաթիվ օֆիոլիտային զոնաների կրտրվածքների համադրման վերլուծումով հիմնավորվում է օֆիոլիտային պատկանելության 4,0—4,5 կմ հզորություն ունեցող գաբրոների հորիզոնի երկշերտայնությունը: Ստորին (հզոր. 3,0—4,0 կմ), կամ ութմիկ-շերտավորված, ենթահորիզոնի ապարները բաղկացած տարբեր միներալային կազմի գաբրոներից, առաջացել են «չոր» օլիվին-տոլեիտային հալոցքից, զարգացման տոլեիտային ուղիով Օ₁-Օպի-Կպի-Պ₁ տետրաէդրի սահմաններում: Վերին ենթահորիզոնի (հզոր. 1,0—1,2 կմ) օֆիտային գաբրոների, կամ հակադիր գաբրոպլազիոգրանիտային սերիայի ապարները ձևավորվել են ջրի և թթվածնի ճնշման բարձրացման պայմաններում, կրա-ալկալային ուղիով, Օպի-Կպի-Պ₁-Քվ տետրաէդրի սահմաններում:

Հիմնավորվում է ջրի և թթվածնի ճնշման հարաճուն բարձրացման պայմաններում, ընդհանուր գաբրոային ինտրուզիվում մագմատիկական զարգացման տոլեիտային ուղու անցումը կրա-ալկալայինի և ապացուցվում է որոշակի պայմաններում բազալտային հալոցքից դրանիտային ապարների առաջացումը:

H. A. KAZARIAN

PECULARITIES OF THE GEOLOGICAL STRUCTURES AND
PETROGENESIS OF OPHIOLITE GABBRODIS (ON THE EXAMPLES
OF THE SEVAN AND VEDI OPHIOLITE ZONES OF ARMENIA)

Of the covresponding rock complex after deep erosion in the ophiolite zones of Armenia the gabbro horizon with underlying ultrabasites which is

over lapped with contrast tholeiitic-plagioryholitic series lavas of primitive arc-island elements is preserved. The gabbro herizon comprises two subhorizons of nonequal thicknesses. Rocks of the lower horizon (rhytmically stratified cummulativt series) were generated along the tholeiitic trend from «dry» olivine-tholeiitic melt in Ol-Opx-Cpx-Pl tetrahedron. Ophitic gabbro of the uper horizon (contrast gabbro-plagiogranitic series) was formed in the conditions of increasing partial pressure of water and oxygen along the calakaline trend in Opx-Cpx-Pl-Qv tetrahedron.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации — В кн.: Геология АрмССР, том III. Петрография. Интрузивные породы. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1966, с. 323—399.
2. Абовян С. Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Арм. ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 306 с.
3. Аванесян А. С., К вопросу о присутствии неоком-альбских отложений на южном склоне Севанского хребта (Малый Кавказ).—Вестн. МГУ, Геология, 1975, № 6, с. 92—100.
4. Агамалян В. А., Кургинян Э. П. О спилит-диабазовом и габбро-поритовом комплексах офиолитовой серии, вскрытых скважиной 1—Октемберян (западная часть Араратской депрессии).—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, № 1, с. 26—37.
5. Арутюнян Г. С. О генезисе габброидов, приуроченных к гипербазитовым интрузиям (на примере северо-западной части Севанского хребта).—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1968, № 5, с. 18—24.
6. Богдановский О. Г., Закариадзе Г. С. и др. Sm-Nd возраст габброидов толентовой серии офиолитов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа.—Докл. АН РФ, 1992, т. 327, № 4—6, с. 566—569.
7. Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение базальтовых магм.—В кн.: Петрология верхней мантии. М. Мир, 1968, с. 132—227.
8. Даминова А. М. О роли кристаллизационной дифференциации и ассимиляции в образовании перед базальтового комплекса Центрального Таймыра.—Сов. геология, 1956, № 51, с. 75—91.
9. Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Сущевская Н. М. Условия формирования первичного расплава океанических толентов и вариации его состава.—Геохимия, 1979, № 2, с. 163—178.
10. Дмитриев Л. В., Соболев А. В. и др. Эволюция толентового магматизма рифтовых зон мирового океана, 27-й Международный геол. конгр. Доклады, т. 6, ч. 1, секц. С—06, симп. 5—9—07—22. Геология мирового океана. М.: 1980, с. 147—154.
11. Жамойда А. И., Казинцева Л. И., Тихомирова Л. Б. Комплексы мезозойских радиоларий Малого Кавказа.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 2.
12. Закариадзе Г. С., Книппер А. Л. и др. История формирования и возраст плутонической части офиолитового комплекса Северо-Восточной части побережья оз. Севан.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1990, № 3, с. 17—30.
13. Злобин С. К., Закариадзе Г. С. Состав и геодинамические условия формирования плутонических серий офиолитов Севано-Акеринской зоны (Малый Кавказ).—Петрология, 1993, т. 1, № 4, с. 413—430.
14. Золотухин В. В. Особенности дифференцированного интрузива Тулай-Киряка на Таймыре. Новосибирск: Наука, 1990, 110 с.
15. Золотухин В. В., Олейников Б. В. О кислых гибридных породах с р. Горбичин (Сибирская платформа).—В кн.: Материалы по генет. и эксперим. минералогии. Новосибирск: Наука, 1963, т. 1, с. 80—105.
16. Исмаил-Заде А. Д. Петрологические особенности габброидов офиолитового комплекса Малого Кавказа.—Изв. АН АзССР, Науки о Земле, 1982, № 1.
17. Исмаил-Заде А. Д. Габбро-троктолит-анортозитовый комплекс Малого Кавказа.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1984, № 5.

18. Подер Г. С., мл. Тилли К. О. Происхождение базальтовых магм. М.: ИЛ, 1965, 247 с.
19. Казарян Г. А. Роль ультраосновного магматизма в развитии Севанского офиолитового пояса. Ультраосновные магмы и их роль в металлогении. Тезисы докл. Владивосток, 1983, с. 23—24.
20. Казарян Г. А. Расслоенное габбро офиолитовой серии юго-восточной части Севанского хребта.— В кн.: Типоморфизм и парагенезис минералов. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, с. 122—139.
21. Казарян Г. А. Кислые вулканиты толентовой серии офиолитовых зон Республики Армения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1992, № 4, с. 3—13.
22. Кашинцев Г. А. Интрузивные породы.— В кн.: Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М., Наука, 1979, с. 38—60.
23. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975, 208 с.
24. Колман Р. Г. Офиолиты. Мир, 1979, 261 с.
25. Колман Р. Г. Красное море: малый океанический бассейн, образованный континентальным растяжением и спредингом морского дна. 27-ой Международный геол. конгресс. Доклады, т. 6, ч. 2, симп. 5—06—2.3. История и происхождение окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1984, с. 58—73.
26. Лемуан М. Офиолиты Альп и тектоника плит.— В кн.: Офиолиты в земной коре. Международный симп., М., Наука, 1973, с. 27—29.
27. Магакян Р., Соболев А. В. и др. Петрология дифференцированных бонититовых магм на примере мезозойской Малокавказской островной дуги. Петрология, 1993, т. 1, № 4, с. 431—448.
28. Монин А. С., Богданов Ю. А., Зоненшайн Л. П. Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. М., Наука, 1985, 260 с.
29. Морковкина В. Ф., Арутюнян Г. С., Гаврилова С. И. Некоторые вопросы петрогенезиса офиолитовой ассоциации Малого Кавказа.— В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М., Наука, 1977, с. 183—213.
30. Мурс Э. М., Вайн Д. Дж. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., Мир, 1973, с. 50—74.
31. Паланджян С. А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971, 200 с.
32. Паффенгольц К. И. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1970, 432 с.
33. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1964, № 6, с. 6—23.
34. Пущеровский Ю. М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли. Чтения им. В. И. Вернадского, XXVI. М.: Наука, 1986, 28 с.
35. Пущин И. К. Экспедиция к желобу Тонга.— Природа, 1983, № 9, с. 25—27.
36. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981, 586 с.
37. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970, 551 с.
38. Ускер Ф. и Польдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза.— В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М.: ИЛ, 1950, с. 6—182.
39. Флюкстистов Г. Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов. М.: Наука, 1978, 1966 с.
40. Хатчисон Ч. С. Офиолиты юго-востока Азии.— В кн.: Офиолиты в земной коре. Международный симпозиум. М.: Наука, 1973, с. 29—32.
41. Шарков Е. В., Синдеев А. С. Ортопироксеновый барьер и происхождение андезитовых серий магматических горных пород. Геотектоника, 1981, № 5, с. 627—636.
42. Эдвардс А. Б. Дифференциация в долеритах Тасмании.— В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. ИЛ, 1950, с. 182—243.
43. Melson W. G. and Thompson G. Glassy abyssal basalts Atlantic sea-floor near secondary clay minerals. Geol. Soc. Amer. Bull. 1973, 84, p. 703—716.
44. Miyashiro A., Shido F. and Ewing M. Crystallization and differentiation in abyssal

tholeiites and gabbros from mid-oceanic ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1970, v. 7. N 4. p. 361—365.

45. Moseley F., Abbotts J. L. A geological map of the Masirah ophiolite complex, Oman Overseas Geology and Mineral Resources. 1984, N 62. p. 1—5.
46. Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magmas. *Amer. J. Sci.* 1959. 257, p. 609—647.
47. Pearce S. A. Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalt. *J. Petrology*, 1976, v. 17. N 1. p. 15—43.
48. Rassios A., Beccalura L., Bortolotti V., Movrides A. and Moores E. M. The Vourinos ophiolitic complex. *«Ofioliti»*, 1983, v. 8. p. 275—291.
49. Zakariadze G. S., Knipper A. L., Sobolev A. V., Tsamerian O. P., Dmitriev L. V., Vishnevskaya V. S., Kolesov G. M. The ophiolite volcanic series of the Lesser Caucasus. *«Ofioliti»*, 1983. 8(3), p. 439—466.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1994, XLVII, № 3, 31—37

В. А. АГАМАЛЯН

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ГАББРОВАЯ ФОРМАЦИЯ АРМЕНИИ

Приводится геолого-петрологическая характеристика докембрийской габбровой формации Армении, которая ранее объединялась с мезозойской габбровой формацией Апаранского района. Она представлена зеленокаменными габбро и актинолитовыми сланцами по исходно нормальным меланократовым оливиновым габбро и генетически связана со становлением верхнепротерозойской окраинно-континентальной базальтовой серии порфиритондов грукской свиты.

Докембрийская габбровая формация выделяется в арзаканской части Цахкуняцкого кристаллического массива. Петротипом данной формации является Далларский массив, расположенный в 4-х км к северу от с. Арзакан, впервые описанный в 1937 г. К. Н. Паффенгольцем [6]. Нами закартирован ряд новых массивов в районе селений Арзакан и Бжни [1].

Ряд исследователей (В. Н. Котляр [5], Г. П. Багдасарян [4], З. О. Чибухчян [7] и др.) рассматривали габбро Арзаканского района совместно с габбро и габбро-диабазам Апаранского района ввиду того, что мезозойская Апаранская серия ошибочно относилась к древнему метаморфическому комплексу [2].

Наши исследования позволяют выделить в пределах Цахкуняцкого хребта две разновозрастные формации габбро: докембрийскую формацию габбро далларского типа и мезозойскую формацию габбро лусагюхского типа. Докембрийские габбро полностью метаморфизованы в фации зеленых сланцев, без сохранения первично-магматических минералов и рассланцованы в периферических частях интрузивов до степени зеленых сланцев, тогда как мезозойская формация габбро прорывает нижнебайосскую лусагюхскую свиту Апаранской серии мезозоя и подстилающую сланцевую толщу докембрия, однако не рассланцована и содержит первично-магматические кристаллы пироксена и основного плагиоклаза, отсутствующие в докембрийском габбро.

Далларский массив имеет овальную форму, вытянутую в меридиональном направлении, размером 1×0,5 км. Сложен крупнозернистым альбит-эпидот-актинолитовым габбро зеленого цвета, переходящим по периферии массива в рассланцованные разности. Габбро состоит из крупных выделений зеленого амфибола размером 1—10 см и белых или желтоватых выделений альбита и эпидота по первичному плагиоклазу тех же размеров. Наблюдаются значительные вариации в содер-