

УДК 552.313:479.25)

Г. А. КАЗАРЯН

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ВЕРХНЕМЕЛОВОГО ВУЛКАНИЗМА СЕВАНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА

В статье предлагается следующая принципиальная схема развития низкокалневых вулканитов офиолитовой серии Севанского пояса: диабазы, спилитовые пиллоу-ланы с гналокластитами, плагиолипариты, альбитизированные плагиолипарито-дациты-вулканогенно-кремнистые осадки с радиоляриями.

С формированием вулканогенной толщи связан ряд субвулканических тел плагиолипаритов и габбро, образование которых разграничивается от более поздних габбро-вых и ультраосновных массивов этапом доинтрузивной альбитизации.

За последние двадцать лет в Армянской ССР проводятся широкие и специальные исследования вулканогенных образований, составляющих подавляющую часть магматических формаций региона. Однако, северо-восточное побережье оз. Севан, где значительная часть верхнемеловых отложений представлена вулканогенными образованиями, осталось вне поля зрения исследователей. Изучение магматизма этого района в основном было направлено на исследование интрузивов офиолитовой серии [1, 2, 10, 11, 12], при котором вулканиты рассматривались лишь в целях обрисовки общей геологической позиции субстрата [3]. В настоящем сообщении изложены новые и более обширные материалы по вулканизму пояса, которые в известной мере могут восполнить существующий пробел в изучении вулканизма офиолитов.

Геология пород эффузивной фации

На северо-восточном побережье оз. Севан, внутри одноименного офиолитового пояса верхнемеловые вулканиты, возраст которых обстоятельно рассмотрен в ряде работ [4, 5, 8, 14], занимают западный склон хребта, в пределах отрезка Зодский перевал — с. Шишкая, переходя далее на запад в водораздельную часть и слагая район горного массива Саринар. Еще западнее вулканиты образуют сравнительно мелкие разрозненные выходы, выступающие из под мел-палеогенового осадочного чехла, или же представлены останцами кровли на полях развития интрузивов.

За подстилающие образования вулканогенной толщи предположительно принимаются филлитоподобные породы, обнажающиеся из-под них в районе верхнего течения р. Джанахмед и в узле истоков рр. Дариндараси, Конгур и Соютлучай. Наибольшая мощность (свыше одного километра) вулканогенной толщи установлена в районе Тигранабердского проявления меди.

Толща имеет неоднородное строение: нижняя часть ее сложена

преимущественно вулканитами основного состава, а верхняя — вулканитами кислого состава. К последней тяготеют также вулканогенно-кремнистые осадки, местами имеющие значительную мощность.

Нижняя часть вулканогенной толщи (диабазовый горизонт) сложена из многократно чередующихся потоков диабазов с широкой вариацией мощности, обусловленной интенсивностью эксплозии, объемом извергнутого материала, а также палеорельефом ложа, куда они изливались. Обычно мощность отдельных потоков составляет 35—40 м, достигая в отдельных местах 80—100 м (район Тигранабердского рудопроявления). Для этого горизонта характерно довольно ограниченное развитие вулканогенно-обломочного материала, который, по нашим исследованиям, представляет шлаково-гналокластитовую подстилку потоков, одновременно слагая и их фронтальную зону.

По характеру слагающих пород устанавливается трехслойное строение потоков лав: придонная, центральная и кровельная. Придонная зона, состоящая из обломочных материалов и принимаемая обычно за эксплозивные образования, в действительности представляет собой обломки ошлакованных лав и гналокластиты, захороненные при движении потока.

Фронтальная часть лавовых потоков сложена из смеси обломков, в различной степени ошлакованных лав, гналокластитов и шарово-подушечных обособлений с вариацией размеров от мельчайших до 50 см в диаметре. Вся эта масса скреплена карбонатным, нередко кремнисто-яшмовыми образованиями зеленого, светло-кремового до красно-бурого цветов. Мощность фронтальной зоны потоков находится в прямой зависимости от общей толщины потока, достигая 25—30, реже более метров. Обломочный слой придонной зоны, органически связанный с аналогичными образованиями фронтальной части потоков, представлен гналокластитам, которые по значительной своей схожести с туфами так и были определены ранее всеми исследователями района. Подобные породы довольно характерны для древних офиолитовых ассоциаций и современных океанических вулканических поясов [9, 15]. В основании лавовых потоков гналокластиты образуют выдержанный пласт мощностью в 4—5 м и реже более с неровной и нечетко выраженной поверхностью. Нередко по вертикали, резко увеличиваясь в мощности, они вдаются в промежутки между шаровыми образованиями шарово-подушечных лав. Гналокластиты имеют зеленый, буро-зеленый, переходящий в бурый цвет, состоят из обломков с значительной вариацией размеров, при их довольно четко наблюдаемой гранулометрической обособленности. В них выделяются псаммито-алевролитовые прослои, обычно приуроченные к придонным зонам лавовых потоков, состоящих из обломков вулканического стекла размером от 1—2 до 8—10 мм. Подобные образования местами внутри грубообломочных разностей образуют слабо выраженные прослои. В остальных случаях псаммит-алевролитовые разности гналокластитов являются заполнителями грубообломочных и шарово-подушечных лавовых образований.

Грубообломочная или псефитовая фация гналокластитов состоит из остроугольных, черепковидно-изогнутых осколков-краюшек шаровых обособлений лав и сферических караваеобразных или несколько сплюснутых шаровидных тел размером до 0,7 м в диаметре (преобладают 0,2—0,4 м). На торцовых сторонах осколков хорошо заметен стекловатый облик пород, содержащих мелкие миндалины, выполненные кальцитом, кремнием и хлоритом (в различных пропорциях), зональное расположение которых обычно повторяют изогнутые контуры обломков.

Присутствие гналокластитов в основании потоков пиллоу-лав свидетельствует о подводном характере извержений, а также о том, что перегретый магматический расплав, изливавшийся вначале в форме крупных капель-шаров, при соприкосновении с холодной водной средой интенсивно растрескивался, разламывался на множество кусков всевозможных размеров и форм.

Выше по разрезу, по мере увеличения количества шарово-подушечных обособлений и соответственного уменьшения осколочно-обломочного материала, гналокластиты постепенно переходят в зону шарово-подушечных лав, являющихся довольно характерной текстурной разновидностью диабазов исследованной области.

Шарово-подушечные образования обычно подстилают лавовые потоки и в середине постепенно переходят в массивные диабазы. Мощность зоны пиллоу-лав варьирует от 4—5 до 7—8 и реже более метров. Размеры отдельных сферических обособлений достигают 0,6—0,7 м в диаметре, реже больше, промежутки между которыми выполнены сравнительно мелкими шарами или же будучи несколько деформированными, сплюснутыми, как бы вдавлены друг в друга. Шары скорее всего караваеобразные или подушечные с выпукло-сферической поверхностью и сравнительно плоским дном, притом по мере уменьшения размеров, форма их становится более идеальной. В ряде случаев промежутки между шарами выполнены кремнисто-глинистым, кремнисто-карбонатным материалом, яшмами, часто сочетавшимися с гналокластитами.

Собственно шары имеют концентрически-зональное строение, что ярко проявляется на поперечных разрезах, по которым при выветривании довольно часто развита шарово-скорлуповатая отдельность. Породы наружной зоны шаров закалены, бурые или буро-зеленые, с линейно-полосовым расположением миндалин, выполненных как в отдельности, так и в различных сочетаниях кальцитом, кремнием (халцедон-квари), хлоритом. Породы этой зоны, представленные типичными спилитами, в сторону ядра шаров постепенно, через промежуточные разности по окраске и структурно-текстурным особенностям переходят в нормальные среднезернистые диабазы, аналогичные таковым, слагающим середину потоков большой мощности. При концентрически-зональном распределении меняются количество и размеры миндалин от периферии к ядру. Мелкие и многочисленные миндалины краевых зон к середине шаров постепенно увеличиваются в размере и сокращаются в количестве.

Следующая, собственно диабазовая зона, слагающая середину по-

токов, составляет преобладающую часть общей мощности (от 60 до 75—80%) и находится в прямой зависимости от нее. Породы этой зоны имеют серо-зеленый цвет, массивное, мелко-среднезернистое строение, неясно выраженную миндалекаменность с характерной глыбовой, местами переходящей в неясно-столбчатую отдельность.

Выше, в кровле потока, диабазы средней зоны сменяются шаровыми образованиями с шлаками и гналокластитами.

В ряде мест внутри толщи диабазовых лав встречаются фрагменты близширотных с довольно крутыми углами падения быстро выклинивающихся прослоев хемогенных известняков, переходящих в конгломераты мощностью до 2,0—2,5 м. Гальки конгломератов представлены яшмами, спилитами и диабазами. Формирование вулканогенной толщи офиолитовой серии завершается извержениями плагиолипаритов, плагиолипарито-дацитов и накоплением вулканогенно-кремнистых осадков, выделенными как горизонт кислых вулканитов. В исследованном районе взаимоотношения контрастных по составу эффузивов не удается повсеместно проследить вследствие глубокого размыва, уничтожившего во многих случаях места их напластования, или же эти участки представляют тектонически сильно напряженные зоны с очень запутанными стратиграфическими взаимоотношениями слагающих пород, которые еще более усугублены внедрением серпентинизированных ультрабазитов. Однако, по некоторым участкам, где сохранилась нормальная смена диабазового горизонта кислым, удается восстановить общий ход развития вулканизма.

На восточной окраине с. Шишкая и в западной экзоконтактовой зоне Кясаманского массива верхняя часть диабазового горизонта представлена интенсивно спилитизированными пиллоу-лавами, которые сменяются вулканокластитами плагиолипаритов в сочетании с альбитизированными плагиолипарито-дацитами, юуммарной мощностью более 35—40 м. В этих местах кислые эффузивы тесно ассоциируют с вулканогенно-кремнистыми образованиями с высоким содержанием железа и марганца [10]. Участки тесной ассоциации вулканогенно-кремнистых осадков с кислыми вулканитами представляют собой районы, прилегающие к центрам извержений, в разрезе которых (гипсометрический и стратиграфический) довольно часты субвулканические тела плагиолипаритов и альбитизированных плагиолипарито-дацитов (вост. окраина с. Шишкая). На участках, отдаленных от центров извержений кислых пород, кремнистые осадки непосредственно налегают на спилиты (ур. Саринар). Сонахождение кислых вулканитов с вулканогенно-кремнистыми осадками с привнесом огромного количества железа, марганца в морской бассейн свидетельствует о единстве процессов вулканизма и осадконакопления.

В районе с. Гейсу установлен следующий разрез кислых вулканитов. На южном склоне холма правого борта одноименной речки снизу вверх обнажаются бурые известняки с различными вариациями участия вулканогенного материала (мощн. 35 м), который выше по разрезу сме-

няется амигдалондными шарово-подушечными спилит-диабазами (мощн. 40 м); последние, в свою очередь, сменяются слоем обломочных пород, являющихся продуктами разрушения спилито-диабазов и вулканогенно-кремнистых образований. Далее к востоку, после тектонического нарушения, следует горизонт вулканокластитов и лав альбитизированных плагиолипарито-дацитов с прослоями осадочных образований. Эксплозивные брекчии (подгоризонт) с быстровыклинивающими маломощными потоками лав, составляющими нижнюю часть толщи кислых пород (мощн. 35—40 м), в зоне нарушения дополнительно тектонически раздроблены. Обломки эксплозивных брекчий остроугольные, округло-окатанные, размером от 10—15 до 35—40 см с мелкообломочным пепло-туфовым цементом, составляющим 12—15% всей массы породы.

У кровли этого подгоризонта, в цементирующей массе эксплозивных брекчий появляется и постепенно увеличивается известковистый материал. Через 2—3-метровую переходную зону известковый материал становится доминирующим, и пласт конгломератов переходит в хомогенные известняки мощностью в 2,5—3,0 м. В обратной последовательности, соответственно с постепенным уменьшением карбонатного материала, пласт известняков сменяется вторым подгоризонтом эксплозивных брекчий (мощн. 12—15 м) с потоками лав альбитизированных буро-серых порфировых плагиолипарито-дацитов (мощн. 28—30 м).

На неровную поверхность альбитизированных плагиолипарито-дацитов налегает 15-метровый пласт буро-розовых радиоляритов, прослеживающийся по простиранию более чем на 100 м с быстрым сокращением мощности в северо-западном направлении.

Радиоляриты перекрываются следующим подгоризонтом кислых эффузивов общей мощностью в 30 м, из которых первые десять метров представлены эксплозивными брекчиями. Далее на восток местность задернована, однако наблюдается как кислые эффузивы рассмотренного подгоризонта переслаиваются вулканогенно-кремнистыми осадками, завершающими вулканогенную толщу.

В районе истоков р. Масрик, на северо-западном склоне Восточно-Севанского хребта, в ядре субширотной антиклинальной складки из-под кампанских известняков выступают вулканы, по составу резко отличающиеся от вышеописанных низкокальцевых пород толентовой серии. Здесь зафиксированы два потока оливковых базальтов, разделенных горизонтами собственных эксплозивных брекчий и конгломератов видимой мощностью в 300 м. Формирование этих вулканитов происходило в мелководной фации водного бассейна с накоплением большого объема эксплозивного материала, перемежающегося с пластами грубых конгломератов. Мономиктность конгломератов свидетельствует об их образовании на месте, за счет эксплозивно-эффузивного материала оливковых базальтов.

Породы субвулканической фации интрузивов исследованного района представлены плагиолипаритами, плагиодацитами и плагиолипарито-дацитами, имеющими явную генетическую связь с вулканизмом и плагиогранитами и габбро, которые, вероятно, несколько оторваны от собственно эффузивного этапа.

Плагиолипариты, плагиодациты и плагиолипарито-дациты в виде даек и маломощных силлообразных тел пронизывают весь диабазовый горизонт верхнемеловой вулканогенной толщи. Наибольшая концентрация этих тел наблюдается на узлах широтных и близмеридиональных зон нарушений (районы восточнее сс. Джанахмед, Карайман, Бахар и др). Наряду с массивными плотными породами, среди экструзивных плагиолипаритов довольно часты и автомагматические брекчии и туфы, слагающие как самостоятельные скальные тела, так и эндоконтактные зоны даек. Морфологически дайки извилистые, дугообразные, а иногда и ветвящиеся, мощностью до 1,5—2,0 м при простирании 70—100 м. Контактное воздействие упомянутых субвулканических тел на породы вмещающей среды весьма незначительное.

Субвулканические интрузивы плагиогранитов в большинстве случаев приурочены к более глубоким частям диабазового горизонта и имеют дайко- или штокообразную форму, занимая площадь в несколько десятков гектаров. Самостоятельные интрузивы плагиогранитов нередко сопровождаются дайками плагиолипаритов, чем и подчеркивается их структурная сопряженность. Пространственное совмещение, единый геологический возраст, общие петро-геохимические особенности свидетельствуют о связи плагиогранитов, плагиолипаритов и других кислых дериватов верхнемеловой вулканогенной толщи с единым магматическим очагом.

В отличие от других исследователей [1, 2, 12], мы относим плагиограниты к образованиям субвулканической фации, считая их крайними дериватами дифференциального ряда толеитовой магмы по схеме толеиты—плагиодациты—плагиолипарито-дациты—плагиолипариты (плагиограниты). Основными аргументами исключения плагиогранитов из габброидного интрузивного ряда являются: исключительная сопряженность выходов плагиогранитов с полями развития диабазового горизонта; постоянная ассоциация с родственными им плагиолипаритами; практическое отсутствие плагиогранитов внутри габбровых интрузивов и фактов их взаимных переходов; совместная с породами вулканогенной толщи догабброидная альбитизация.

Плагиограниты на вмещающую среду оказывали активное воздействие с образованием гибридных пород кварцево-диоритового, диоритового состава. Характер гибридных пород, размеры интрузивных тел позволяют сделать заключение, что эти небольшие интрузивы являются относительно глубинными частями субвулканов и по существу представляют сравнительно поздние порции кислой, богатой летучими компонен-

тами магмы, внедрившимися на завершающем этапе развития верхнемелового толентового магматизма.

Субвулканические интрузивные габбро также строго подчинены диабазовому горизонту вулканической толщи: к этой группе относятся Джанахмедский и Перевальный (Зодский) массивы небольших размеров. Контакты этих массивов с ультрабазами тектонические, где одна сторона пограничной зоны представлена перемьятыми, рассланцованными серпентинитами, а другая — раздробленными, милонитизированными габбро, пронизанными прожилками пренита и других жильных минералов. Контактное воздействие габбро на вмещающие диабазы незначительное, однако сами габбро в эндоконтактной зоне проявляют заметные структурные изменения, имеют призматическизернистый, переходящий в офитовый характер, с довольно хорошо выраженным зональным строением плагиоклаза. Отличительным признаком для субвулканических габбро является совместная с вмещающими диабазами уралитизация и несколько неравномерно выраженная альбитизация — процессы, не проявленные в габбро собственно интрузивной фации. Таким образом, пространственное совмещение субвулканических габбро с диабазами, их одинаковый геологический возраст, проявление в них аналогичных метасоматических явлений и ряд петрографических, петрохимических особенностей являются доказательствами их генетического родства.

З а к л ю ч е н и е

Верхнемеловой вулканизм офиолитовой серии Севанского пояса приурочен к узкой полосе, прослеживающейся в северо-западном направлении в пределах республики более чем на 300 км, при максимальной ширине 20—50 км. Геологическое строение пояса во многом сходно с современными океаническими рифтами [7]. По геофизическим исследованиям [6] пояс ограничен глубинными разломами, пронизывающими кору по всей ее мощности. Севанский пояс заложен на эпибайкальском фундаменте, фрагменты которого перемещены в виде глыб и сравнительно крупных блоков метаморфизованных пород по крупным зонам нарушений или в виде линейно вытянутых массивов серпентинитов.

Формирование вулканитов протекало в подводных условиях с проявлением присущих им специфических особенностей: пиллоу-лавами и гналокластитам. Гналокластиты Севанского пояса представляют смесь скорлуповатых обломков шаровых обособлений с базальтическим стеклом, идентичными геосинклинальным и современным океаническим везикулярным гналокластитам, описанным И. В. Хворовой и др. [15].

Согласно существующим расчетам [17], образование пузыристых лав в водной среде ограничено глубиной до 4 км, на более низких уровнях летучие остаются растворенными в магматическом расплаве. Применение этого батиметрического параметра для определения фации глубинности образования миндалекаменных шаровых лав исследованного района показывает, что формирование диабазового горизонта на ран-

нем этапе верхнемелового вулканизма происходило на средних глубинах, соответствующих современным срединноокеаническим хребтам. С последующим обмелением участка морского бассейна, обусловленным подъемом бортовых зон рифта, связано формирование маломощных пластов конгломератов и известняков и смена извержений базальтовых лав липаритовыми.

На основании вышеизложенного фактического материала предлагается следующая принципиальная схема развития низкокальциевых вулканитов офиолитовой серии Севанского пояса: диабазы, спилитовые пиллоу-лавы с гналокластитами-плагиолипариты, альбитизированные плагиолипарито-дациты-вулканогенно-кремнистые осадки с радиоляритами.

Верхнемеловые вулканиты Восточно-Севанского хребта, приуроченные к поперечной относительно Севанского пояса структуре, вероятно, связаны с самостоятельным магматическим очагом, где формировался базальтический расплав с относительно высоким содержанием калия.

Сравнение геологического строения Севанского офиолитового пояса и современных срединноокеанических хребтов показывает значительные общие черты между ними. В обоих случаях имеют место массовые излияния низкокальциевых толенов со всеми присущими им текстурно-структурными особенностями пород; широкое развитие вулканогенно-кремнистых осадков и радиоляритов, обогащенных окислами железа и марганца; широкое развитие интрузивов габбро и ультрабазитов и т. д. В Севанском поясе, аналогично срединноокеаническим хребтам, четко выделяется Кельбаджар-Вединский трансформный разлом, фиксируемый также геофизическими исследованиями [6], на месте которого в последующем развилась Кельбаджарская наложенная мульда [16].

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 25.VI.1979.

Հ. Ա. ՂԱԶԱՐՅԱՆ

ՍԵՎԱՆԻ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԳՈՏՈՒ ՎԵՐԻՆ ԿԱՎՃԻ ՀՐԱՔԵԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ԳԾԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում առաջարկվում է Սևանի գոտու հրաբխածին ապարների ձևավորման հետևյալ սխեման՝ դիարադներ, սպիլիտային բարձունքան լավաներ հիալոկլաստիտներով-պլագիո-իպարիտներ, ալբիտացված պլագիոլիպարիտադացիտներ-ռադիոլարիտներ պարունակող հրաբխածին-կայծքարային նըստվածքներ:

Գոտու հրաբխային հաստվածքի հետ կապված են մի շարք ենթահրաբխային պլագիոգրանիտների և գաբրոների մարմիններ, որոնք մինչինտրուզիվ ալբիտացման էտապով սահմանազատվում են ավելի ուշ գաբրոների և ուլտրահիմքային ապարների զանգվածներից:

THE GENERAL FEATURES OF THE SEVAN OPHIOLITE BELT UPPER CRETACEOUS VOLCANISM

A b s t r a c t

The following principal scheme of the ophiolite series low-potassium volcanites development is considered in this paper: diabases, pillow lavas with hyaloclastites—plagioliparites, albitized plagioliparite-dacites—volcanogenous—siliceous sediments with radiolarites.

In genetic connection with the volcanogenous series a number of subvolcanic plagiogranite and gabbro bodies form, which are demarcated from later gabbro and ultramafic plugs by preintrusive albitization.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз. Севан. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1961.
2. Абовян С. Б. О петрографическом составе Кясаманского массива. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 2, 1963.
3. Абовян С. Б. Меловые вулканические образования бассейна оз. Севан. Геология Армянской ССР, т. IV, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1970.
4. Акопян В. Т. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1978.
5. Асланян А. Т., Сатиан М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4 — 5, 1970.
6. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. Ш. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. Сов. геология, № 3, 1976.
7. Казарян Г. А., Меликян Л. С. Севанский офиолитовый пояс океанический палеорифт. Тезисы докл III регион. петрограф совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тбилиси, 1978.
8. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. «Наука», М., 1975.
9. Котова Л. Н. Гналокластиты Алайского хребта. ДАН СССР, т. 234, № 1, 1975.
10. Морковкина В. Ф. Петрология гипербазитов Севанского хребта. «Наука», М., 1974.
11. 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», «Наука», М., 1977.
12. Паланджян С. А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1971.
13. Сатиан М. А., Яшвили Л. П. О проявлении марганцевых руд в породах кремнисто-вулканогенной формации Севанского хребта. ДАН Арм. ССР, т. XII, № 2, 1976.
14. Соколов С. Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. «Наука», М., 1977.
15. Хворова И. В., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Гналокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования. «Литология и полезные ископаемые», № 3, 1974.
16. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Изд. АН Азерб. ССР, 1966.
17. Moore Y. G. Petrology of deep-sea basalt near Hawaii. Amer. S. Sci., 1965.