

ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ И ФАЦИАЛЬНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЮРСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ АРМЕНИИ

В юрское время вулканическая деятельность в Армении происходила как на суше (субаэральный тип излияний), так и в прибрежных или подводных, преимущественно мелководных условиях.

Типы вулканических извержений

Вопросы о типе извержений и о природе подводящих каналов, в частности о центральном или трещинном характере извержений для отдельных вулканогенных толщ, в большинстве случаев решаются лишь с большим приближением, в связи с довольно большой сложностью структуры описываемого региона, недостаточной детальностью стратиграфического расчленения и неполнотой имеющихся данных. Судя по разнообразию вещественного состава лав, различному соотношению лав и пирокластолитов в разрезах свит, различиям в мощности покровов и т. п., можно заключить, что типы вулканических извержений были различными, начиная от взрывных или пароксизмальных типов извержений с выбросом большого количества рыхлых продуктов, до спокойных излияний гавайского типа, дававших более выдержанные по мощности и по составу покровы лав основного состава (порфириты). Для некоторых разрезов характерно частое чередование наземных (субаэральных) и подводных типов излияний, происходивших, вероятно, в прибрежной или мелководной зоне, в условиях колебательных тектонических движений земной коры.

Обильные накопления пирокластического, в особенности — грубообломочного материала (туфобрекчи и пр.) в некоторых участках разреза вулканогенной юры северной Армении дают возможность предполагать присутствие здесь нескольких вулканических центров или очаговых зон, располагавшихся в районах современных Алавердского и Шамшадинского антиклинориев.

Эти выводы относятся в основном к нижней и верхней порфиритовым толщам (лейаса, байоса и бата, отчасти оксфорда). С другой стороны, в отношении лавовых и пирокластических образований кис-

лого состава, принадлежащих к вулканогенной толще верхнего байоса, имеющиеся данные указывают скорее на трещинный тип излияний, вероятно, локализовавшихся вдоль зон, вытянутых по простиранию соответствующих тектонических структур (Алавердский и Шамшадинский антиклинории). Это было показано, в частности, Р. Н. Абдуллаевым (1958) для кислых эффузивов юры азербайджанской части Малого Кавказа. При этом, однако, не исключается и роль извержений центрального типа, происходивших из многочисленных центров, расположенных по простиранию тех же тектонических зон.

В составе некоторых свит (например, Шахтахтской свиты Алавердского района) можно наблюдать тесное чередование агломератовых туфов, содержащих остроугольные обломки лав основного состава, с туфо- и конгломератобрекчиями, содержащими в различной степени окатанный материал (шарообразные или эллипсоидальные обломки), при сильно колеблющейся мощности отдельных прослоев. В этой же толще можно наблюдать и отдельные прослои туфобрекчий дацитовых порфиритов, содержащих окатанные обломки лав до 0,3 м в диаметре. Отдельные же прослои здесь сложены и чисто седиментогенным плохоокатанным материалом — туфопесчаниками и пр. Судя по резким различиям в петрографическом, а местами и в химическом составе пород в разрезе данной толщи, вулканические излияния происходили неоднократно и, вероятно, из нескольких центров, возможно из главного и из побочных, связанных с общим вулканическим очагом. Более определению решить эти вопросы можно, разумеется, лишь путем тщательного анализа изменения мощностей и качественного состава отдельных вулканогенных свит по простиранию соответствующих зон. Следует здесь отметить и вообще недостаточную ясность вопроса о мощных трещинных излияниях кислой магмы, которые, как будто, не находят себе аналогов у современных вулканов. Известные нам молодые лавы кислого состава связаны обычно с извержениями центрального типа.

Фациальное положение вулканогенных образований

Характером вулканической деятельности определяется и формирование различных фаций пород. Особенности петрографического состава, химизма, степени метаморфизации и др. особенности пород стоят в тесной связи с их фациальной принадлежностью. Характеризуя отдельные фации, следует оговориться, что признаки, необходимые для отнесения конкретной магматической породы или геологического тела к той или иной фации — подводной, экструзивной, интрузивной и др., являются в петрографии и вулканологии во многих случаях еще далеко не ясными и определенными. Во многих случаях отнесение пород к той или иной фации представляет значительные трудности и является спорным. Этому мешает недостаточная обнаженность, значительная

эродированность отдельных потоков, метаморфизм слагающих их пород и другие причины. Примером могут служить барабатурские кварцевые порфиры в Кафанском районе, кварцевые плагиопорфиры Ахталы и Шамшадина, которые различные исследователи относят то к настоящим покровам, то к интрузивным или субвулканическим образованиям. Туфобрекчии и туфоконгломераты некоторых горизонтов также могут относиться либо к наземным (континентальным), либо к прибрежным или мелководным (подводным) образованиям и т. п. В настоящей работе мы остановимся на краткой характеристике отличительных признаков отдельных фаций юрского вулканизма и на тех их наиболее существенных особенностях, которые дают возможность судить об условиях образования данных фаций.

Детальное изучение геологического положения различных членов юрской вулканической формации армянской части Малого Кавказа и их петрографических особенностей позволяет на описываемой территории выделить три основные группы фаций, для каждой из которых существуют более дробные подразделения. Вулканические образования, формирующиеся в различных фациальных условиях, подразделяются на: 1) лавовые, 2) пирокластические и 3) субвулканические.

Лавовая группа фаций в пределах описываемой территории пользуется относительно наибольшим распространением. Значительная часть этой группы пород формировалась в условиях подводной среды (зеленокаменные порфиры, кварцевые плагиопорфиры, порфиры разных типов и др.).

Образования лавовой фации, относящиеся как к субаэральной, так и к подводной субфациям, представлены преимущественно среди нижне-среднеюрских отложений; отдельные маломощные лавовые покровы верхнеюрского времени в Шамшадинском, Кафанском и меньшие в Алавердском антиклинориях тесно перемежаются с мощными горизонтами пирокластических образований — туфов, туфобрекчий, туффитов и пр. Здесь мощность отдельных лавовых потоков достигает до 10 м, они обладают неправильно-глыбовой отдельностью; породы лавовых горизонтов резко отличаются от вмещающих пирокластитов своей твердостью и склонностью к оскольчатой трещиноватости. Лавы, образующиеся в субаэральных условиях, характеризуются меньшей степенью метаморфических изменений (пропилитизации и др.), чем образования подводных излияний (лавы и их пирокласты). Для субаэральных лавовых покровов менее характерны случаи развития миндалекаменных разностей. Иногда только породы субаэральных потоков содержат пустоты и миндалинки, приуроченные преимущественно к их нижним и верхним периферическим частям.

Подводно - лавовая и подводно - пирокластическая фации. Как известно, на глубине 2000 м давление морской воды превосходит критическое давление водяного пара. При таких условиях излияния лав в глубоких морях должны происходить со-

вершено спокойно, как при внедрении пластовых интрузивных тел. Признаков извержения на поверхности моря при этом не замечается, ювенильные газы растворяются в воде при их движении вверх.

Исследованиями установлено, что значительная часть вулканических процессов происходит в подводных условиях — в морях, океанах и др. водных бассейнах. Условия возникновения и формирования вулканических образований подводного вулканизма несколько иные, чем надводных. Описав известные характерные черты наземного вулканизма, К.К. Зеленов (1963) находит, что «Несколько иной характер приобретает вулканический процесс под водой, когда выделяющиеся газы и летучие компоненты не рассеиваются в атмосфере, а фильтруются сквозь толщу воды, улавливаются ею и принимают участие в разнообразных химических реакциях». До последнего времени в вопросе о роли морской воды в формировании подводных вулканических образований у исследователей имеются разногласия. Одни исследователи (Коржинский и др.) считают, что в формировании пород морская вода не играет никакой роли, другие (Садецкий-Кардош, 1960; К. К. Зеленов, 1963; Г. Тазиев, 1963; С. Г. и А. Е. Энгел, 1961 и другие) доказывают значительную роль морской воды при формировании пород в подводных условиях. С. Г. Энгел и А. Е. Энгел, (С. G. Engel, A. E. Engel, 1961), исследуя океанические базальты Гваделупа-Сита нашли, что большое содержание воды влияет на минералогический состав породы и, прежде всего, на соотношение окислов, в частности, на соотношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$.

Об изменениях, вызываемых вулканическими эксгаляциями при подводных извержениях, говорит также известный вулканолог Г. Тазиев (1963), изучавший подводное извержение Капелиньюш. «Именно подводному характеру извержения, — пишет Г. Тазиев, — я приписываю два необычных признака, они для меня были неожиданными, несмотря на десятилетний опыт изучения действующих вулканов. Я говорю об отсутствии самого распространенного газа, обычного для активных вулканов — сернистого ангидрита, — и о появлении газа, который я не сумел распознать. Этот тяжелый газ тянулся бледными полосами по земле вдоль подножия вулканического конуса, и запах его вызывал тошноту». Можно привести много примеров подводных излияний лав, говорящих о влиянии морской среды на их формирование. Однако, несмотря на важность этого вопроса и наличие немалого количества работ, посвященных описанию или объяснению особенностей отдельных подводных извержений, до сих пор нет более или менее полной сводки по подводному вулканизму.

Исследования, проведенные в пределах развития юрских вулканогенных образований Армении, позволяют большинство вышеописанных образований относить к образованиям, формирующимся в подводных условиях.

К фациям подводных излияний относятся лавово-пирокластиче-

ские толщи, для которых характерно наиболее сильное наложение зеленокаменного, а местами и гидротермального метаморфизма. Эти образования характеризуются частым переслаиванием и тесными взаимопереходами с вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями, образуя характерную геосинклинальную вулканогенно-осадочную формацию. Эта их особенность — тесная ассоциация с вулканогенно-осадочным материалом является в данном случае признаком, свидетельствующим, скорее всего, в пользу прибрежных или мелководных условий накопления соответствующих толщ. Большинство вулканических центров, дававших излияния подводной фации, как замечает А. П. Лебедев, располагалось, по-видимому, в краевых частях геосинклинальных прогибов, подобно тому, как это констатируется и при анализе расположения вулканических центров в различных зонах древнего вулканизма Кавказа и других областей.

Типичные подушечные или шаровые лавы с характерными для них структурой и комплексом вторичных гидротермальных минералов, заполняющих междушаровые промежутки, известны лишь в сравнительно немногих местах. К ним относятся, в частности, барабатурские кварцевые порфиры в Кафанском районе, диабазовые порфиры верхней юры Шамшадинского района (вблизи с. Навур). Шаровые лавы известны также в более восточных районах описываемой Сомхето-Карабахской зоны, в пределах Азербайджанской ССР в районе г. Шуша (М. А. Кашкай, И. А. Бабаев, 1958). По простираению эти лавы обычно переходят либо в «нормальные» (не шаровые) лавы порфиритового состава, либо в соответствующие по составу грубообломочные пирокластиты. Это интересное обстоятельство — сравнительная редкость проявления шаровых структур, при сравнительно однократном общем петрографическом составе лавы по простираению данной вулканогенной толщи, по-видимому, указывает на то, что для образования шаровых лав требуется особо благоприятное сочетание целого ряда условий, помимо главного фактора — излияния в водную среду. По-видимому, для образования подушечных текстур необходима и определенная специфика состава лавы, степень насыщенности ее газовой фазой, определенная форма подстилающей поверхности, степень ее уклона и другие обстоятельства.

Следует предполагать, что излияния и формирование шаровых лав происходило в условиях мелководного бассейна. Это подтверждается петрографическими особенностями указанных образований, наличием пропластков осадочных пород, структурой и минералогическим составом шаров, характерными для образований небольших глубин, а также результатами произведенного Р. А. Мандаляном и Л. С. Чолахяном (1964) детального литологического изучения верхнеюрских вулканических образований территории междуречья Агстев и Тавуш. Это, прежде всего, широкое развитие органогенных, главным образом, во-

дорослевых известняков, а также наличие оолитовых и обломочных (окатаннозернистых) известняков в породах указанной толщи.

По результатам исследований указанных авторов в некоторых оолитах ядра сложены небольшими обломками эффузивных пород, не отличимых по составу от описываемых лав.

Второе важное обстоятельство, по Р. А. Мандаляну и Л. С. Чолахян, это обилие онколитов — карбонатных желваков, образованных наживанием сине-зеленой водоросли вокруг обломков, представленных главным образом органометным детритом. Авторами отмечаются случаи обволакивания онколитами обломков диабазовых порфиритов, аналогичных по составу шаровым лавам. Онколиты же, как показали исследования В. П. Маслова (1956), являются надежными показателями мелководья и колебания глубин. Распространение онколитов, по В. П. Маслову, ограничено глубинами от 0 до нескольких десятков метров.

По Р. А. Мандаляну и Л. С. Чолахян, здесь важно также отметить присутствие в известняках сверлящих водорослей *Palaeoschisma*, часто встречающихся в ассоциации с онколитами. Наличие сверлящих водорослей, по исследованиям В. П. Маслова, также указывает на мелководность водоема, до дна которого проникал свет; глубины его, таким образом, не могут превышать 50 м.

Для формирования шаровых лав подобного типа важное значение имеют также батиметрические условия водоема. Согласно представлениям М. А. Гиляровой (1959), образование шаровых лав происходит на протяжении какого-то оптимального интервала глубин бассейна, причем глубоководные условия не являются благоприятными.

В связи с подводным типом извержений лав стоит также очень важный и принципиальный вопрос — вопрос о природе и генезисе спилитов. Г. С. Дзюценидзе (1965) с достаточным основанием предполагает, что «спилитизация происходит не после излияния, а в самом очаге, где минерализаторы, мигрируя к верхней части очага, еще до начала извержений, создают там условия для образования альбита вместо андезина или лабрадора». Высказывая этот взгляд, Г. С. Дзюценидзе основывается на исследованиях Н. И. Хитарова (1961), который находит, что «при продвижении по каналу с глубоких горизонтов в верхние, при постоянной температуре в 900°, магма выходит из условий давления, определяемого нагрузкой вышележащих толщ, и вследствие этого, попадая на горизонты с давлением, меньшим чем 1000 атм, повышается вероятность вхождения посторонней воды особенно из водонапорных систем». «Если это допустимо при извержениях на суше, — развивает этот взгляд Г. С. Дзюценидзе, — то можно ли полностью игнорировать влияние морской воды на поднимающуюся по каналу с глубины магму. Морская вода проникает, вероятно, по трещинам, к каналу довольно глубоко и, превращаясь в пар, взаимодей-

ствуется с магмой, вызывая в ней соответствующие изменения». Наблюдения, произведенные в Грузии, в Крыму и др. регионах, показывают, что так называемые спилитовые образования слагают нижние части вулканогенно-осадочных геосинклинальных формаций, где в начале извергается «спилитизированная» магма, дающая богатые альбитом спилитовые породы, затем к ней подмешивается нижележащая частично «спилитизированная» магма, образуя на дне моря покровы частично альбитизированных пород и, наконец, извергаются лавы с нормальным плагиоклазом (андезин или более основной), совершенно лишенные альбита и образуются нормальные порфириты зеленокаменных формаций. Совершенно аналогичную картину имеют разрез толщ зеленокаменных пород изученной нами петрографической провинции.

Анализируя особенности пространственного распространения и истории юрского вулканизма по простиранию Сомхето-Карабахской тектонической зоны, можно вместе с тем констатировать и некоторые различия в составе отдельных ее участков. Так, на протяжении байосского, а частично и батского этапа эксплозионный тип вулканической деятельности в пределах армянской части зоны играл относительно меньшую роль по сравнению со смежными областями этой зоны, (как, например, азербайджанская часть). По-видимому, интенсивность и частота эксплозионных извержений этой эпохи и соответственно газонасыщенность эффузивной магмы в общем нарастала с запада на восток. Возможно, что это обстоятельство находится в связи и с неравномерной интенсивностью тектонических движений по простиранию данной зоны, амплитуда движения вдоль которой также усиливалась в восточном направлении. Не исключена роль и такого фактора, как глубина залегания домезозойского субстрата, в котором по всей вероятности локализовались вулканические очаги. В зависимости от характера господствовавшего в определенный период тектонического режима, в одних случаях летучие компоненты магмы более длительное время удерживались в ней, способствуя преимущественно эксплозионному или взрывному характеру вулканической деятельности. В других же случаях тектонический режим способствовал более медленной и спокойной отдаче летучих и, тем самым — преимущественно лавовому характеру извержений.

Недостаточно ясным остается вопрос с трещинной или центральной природе извержений на различных участках и для различных этапов юрского вулканизма в пределах той же Сомхето-Карабахской зоны. Имеющиеся данные позволяют пока решать этот вопрос лишь приближенно. Правда, для азербайджанской части описываемой зоны Р. Н. Абдуллаев (1958) решает этот вопрос с большей определенностью, но нужно сказать, что геологических доказательств не всегда бывает достаточно и зачастую отнесение данного участка или зоны распространения эффузивов к какому-нибудь одному из этих типов — к

центральному или к трещинному и притом исключительно к одному из них, недостаточно подтверждается геологическими данными. Скорее следует предполагать, что в пределах деятельности отдельных вулканических очагов должны были проявляться как тот, так и другой тип вулканогенной деятельности, сопровождавшие друг друга и правильное говорить о преобладании того или иного типа. Вопрос этот требует более детальной разработки.

Пирокластическая фация. Продукты вулканических извержений, которые можно отнести к этой фации, весьма разнообразны. Среди них присутствуют образования различной крупности зерна — настоящие туфы — пепловые, тонко- (до 1 мм) и грубообломочные (до 3—5 мм), лапиллиевые (содержащие в пепловой массе мелкие обломки лавы, туфов, шлаков и пр.) туфобрекчии, агломератовые туфы и пр. Встречаются и своеобразные по структуре «лавобрекчии», содержащие остроугольные обломки лавового материала, сцементированные либо чисто лавовым материалом (более поздней фазы излияния), либо лавой в смеси с пепловой массой. Все остальные типы пирокластолитов являются либо переходными разностями между перечисленными главными их типами, либо переходными от них к вулканогенно-осадочным и далее к осадочным породам. Такого рода пестрое чередование материала различного по своему петрографическому составу, крупности обломков, степени отсортированности, измененности и пр. характерно в общем для всех разрезов вулканогенной юры, как в северной, так и в южной зонах юрского вулканизма Армении. Типичные примеры дают некоторые разрезы в Алавердском и Кафанском районах, описания которых приводились выше. Такое разнообразие петрографического состава пирокластолитов, а также тесная их ассоциация с вулканогенно-осадочными отложениями говорит о том, что вулканические извержения характеризовались сложной последовательностью событий и протекали с многократным чередованием эксплозивных и эффузивных фаз, причем неодинаково и неодновременно на различных участках. Материал, выбрасываемый при взрывных извержениях, несомненно, сильно варьировал по крупности, степени раздробленности и т. д. и был представлен либо обломками лав, предшествовавших извержений, либо обломками боковых пород кратера или жерла, захваченными при вулканическом взрыве. Существенное значение при последующих процессах — уплотнении (литификации) и диагенетическом изменении выброшенного материала имело и то обстоятельство происходило ли отложение выброшенного материала на сушу, в континентальный водный бассейн (озеро и пр.) или в морской водоем (в его прибрежную или более глубокую зону). Большинство мощных толщ вулканогенной юры, включающих агломератовые туфы, туфоконгломераты и туфопесчаники, вероятно, образовывались как в результате непосредственного отложения рыхлого материала вулканических выбросов на дно мелководных водоемов (озера, мелкое море

вблизи островов и пр.), так и за счет перемещения первоначально отложенного на суше рыхлого материала по склонам вулканов водными потоками, осыпями, оползнями и пр. О таком разнообразии условий образования свидетельствуют широкие колебания в форме обломочного материала, в соотношениях между количеством остроугольных и в различной степени окатанных обломков и т. п.

Особым типом пирокластических образований являются так называемые «звонкие туфы» горы Лалвар, тонкообломочные, вероятно первоначально имевшие пепловую природу, уплотненные в результате позднейших преобразований.

По своей исходной (начальной) химической природе большая часть пирокластолитов в разрезе вулканогенной юры Армении связана с основной или средней магмами и в значительно меньшей степени—с кислой магмой, хотя на отдельных участках разреза имеют место и обратные соотношения.

Для отложений Северной Армении, в частности, шахтахтской свиты, характерно местами большое распространение типичных лапиллиевых туфов, содержащих округленные обломки 3—5 см в диаметре, порфиритов и порфиритовых туфов, погруженных в пепловую тонкоструктурную массу местами с большой примесью осадочного материала, в том числе многочисленных обломков кварца. Генезис этих типов пирокластов недостаточно ясен. Возможен выброс нагретых частиц лавы, находившихся в пластическом состоянии, в воду (?).

Тесная пространственная связь лавовых и пирокластических образований, местами с очень тонкой и частой их перемежаемостью, является характерной также и для кератофировой толщи верхнего байоса в Шамлуге.

В разрезе вулканогенной толщи Кафанского района наибольшее развитие пирокластолитов констатируется для отложений средней и верхней юры, причем как и на севере, качественный состав пирокластолитов сильно варьирует по размерам, форме обломочного материала и пр.; для них также характерно частое чередование с вулканогенно-осадочными отложениями.

Вулканогенно-осадочная фация. К этой фации могут быть отнесены породы вулканогенных толщ, образовавшиеся за счет процессов переноса и аккумуляции материала первично-эффузивного происхождения. Процессы переотложения происходили при участии водных потоков, переноса материала вдоль склонов, находившегося в форме осыпей, лавин и т. п.; накопление (аккумуляция) имело место преимущественно в водной среде. Большинство пород, принадлежащих к этой группе—туфопесчаники, туфоконгломераты, обнаруживают более или менее значительную сортированность, местами—чередование с маломощными осадочными отложениями типа аргиллитов и песчаников, изредка известняков и доломитов. Весь этот комплекс пород является постоянным членом стратиграфического разреза вулканогенной юры.

тесно ассоциируя с пирокластолитами. Обычно характерна большая неустойчивость, невыдержанность прослоев вулканогенно-осадочных пород по мощности, частые смены петрографического и фациального состава по простираанию и другие признаки, говорящие о частых колебаниях и изменениях физико-географических условий в период образования этих толщ.

Некоторая часть вулканогенно-осадочных пород, несомненно, образовалась путем непосредственного отложения и накопления первично-пирокластического материала в водной среде (озера, прибрежные зоны морских бассейнов); большая же часть их образовалась, по-видимому, в результате переноса пирокластического материала (пепел, вулканический песок), первоначально отложившегося на суше. Все эти типы отложений также тесно чередуются друг с другом, и более детальное выделение среди них отдельных генетических типов или фаций не всегда может быть проведено с достаточной отчетливостью.

Субвулканическая фация. В последние годы, в период изучения эффузивных образований юры, среди них удалось выделить образования субвулканической фации, представленные в основном пекками и силлами, иногда также линзовидными интрузивными залежами, формирование которых происходило в близповерхностных условиях земной коры.

Условия образования этих различных по своей морфологии тел также, как и их различные размеры и степень насыщенности ими вмещающих толщ на отдельных участках весьма разнообразны. Это разнообразие зависит от доли участия в их генезисе различных факторов, среди которых главную роль играют литологические особенности вмещающих толщ (характер их проницаемости, трещиноватости и пр.), размеры питающего очага и расстояние от него, глубина застывания и другие. Следует отметить, что между продуктами эффузивной и субвулканической фации кислой магмы (кварцевые плагиопорфиры, кератофиры и альбитофиры) не отмечается ни минералогических, ни петрохимических различий. Это обстоятельство показывает, что между образованиями двух фаций имеется непосредственная связь и что питающий их магматический очаг является общим. Субвулканические образования в большинстве случаев принадлежат к образованиям очень небольшой глубины.

Мнение отдельных исследователей (С. И. Баласанян, 1956) об отнесении кварцевых альбитофиров и альбитофиров северной Армении к более глубинным—гипабиссальным фациям не подтверждается.

Для субвулканических образований более основного состава (разнообразные порфиры, диабазы и близкие к ним породы) тесная связь с эффузивными фациями менее характерна. Некоторая часть этих образований, по-видимому, может быть связанной с более глубоко залегающим очагом, другая же часть ближе связана с соответствующим по

составу лавовыми и подводными излияниями и представляет, может быть, корни этих излияний.

Наиболее распространенными формами субвулканических тел являются как для основной, так и для кислой магмы разнообразные по размерам и формам куполообразные и колоколообразные тела. Размеры куполовидных массивов по площади колеблются от нескольких сотен м² (южная часть Армянской ССР) до нескольких км² (северная часть Армянской ССР). В последнее время С. И. Баласаняном обнаружен наиболее крупный в пределах Алавердского антиклинория выход кварцевых альбитофиров, занимающий несколько км² площади. В плане эти массивы обычно имеют неправильную, часто вытянутую в направлении контролирующего разлома форму с многочисленными дайкообразными выступами и углублениями, в результате чего они иногда захватывают крупные ксенолиты вмещающих пород. Кроме того, в Алавердском районе (Шамлуг) в ряде случаев в приконтактной части альбитофирового массива можно наблюдать ксенолиты вмещающих пород, которые нередко сохраняют свои элементы залегания. Последнее обстоятельство—сохранение элементов залегания ксенолитов в альбитофирах—свидетельствует о большой вязкости магмы и ее медленном, спокойном внедрении. Очевидно, магма в силу большой вязкости, не растекаясь, затвердевала на месте. Об этом говорит также отсутствие следов механического воздействия субвулканических образований на вмещающие породы. В отдельных местах можно наблюдать только некоторое плавное воздымание пластов вмещающих туфо-осадочных пород, что еще раз подтверждает мнение о том, что подъем магмы происходил под высоким давлением, но в спокойной обстановке без взрывов.

Контакты субвулканических тел с вмещающими породами обычно крутые и резкие. Контактное воздействие на вмещающие породы слабое и в большинстве случаев выражено узкой зоной ороговикования.

Практически полное отсутствие контактовых изменений свидетельствует о бедности магмы летучими компонентами, что, в свою очередь, говорит о близповерхностном формировании этих образований. На это указывает также присутствие многочисленных карбонатных включений в альбитофирах северной Армении.

С куполообразными телами обычно ассоциируют разнообразные по размерам и формам силлы и дайки кислых пород, часто непосредственно связанные друг с другом. Межпластовые интрузии (силлы) альбитофиров, отмеченные только в северной Армении, имеют небольшую мощность и, так же как и субвулканические тела, оказывают очень незначительное контактное воздействие. Дайки кварцевых альбитофиров распространены менее широко, чем купола. Мощность их обычно не превышает нескольких метров при видимой протяженности от первых десятков до первых сотен метров, только иногда они дости-

гают 150 м мощности и 800 м длины (Саяд-дашский хребет в Кафанском районе).

Для значительной части субвулканических образований характерна короткопризматическая или столбчатая отдельность, другие отличаются монолитно-глыбовым строением.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н. — Мезозойский вулканизм Малого Кавказа. Советская геология, № 7, 1958.
- Баласанян С. И. — К вопросу о возрасте абиссальных и гипабиссальных пород Алавердского рудного района. ДАН Арм. ССР, т. XXII, № 2, 1956.
- Гилярова М. А. — Шаровые лавы Суисарского района южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав. Уч. зап. ЛГУ, 268, сер. геол. наук, вып. 10, 1959.
- Дзоценидзе Г. С. — Влияние вулканизма на образование осадков. Изд. «Недра», 1965.
- Зеленов К. К. — Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.
- Кашкай М. А., Бабаев И. А. — О шаровых лавах Азербайджана. Изв. АН Азерб. ССР, № 5, 1958.
- Мандалян Р. А., Чолахян Л. С. — О шаровых лавах из верхнеюрских отложений территории междуречья рр. Агстев и Тавуш. ДАН Арм. ССР, т. XXXVIII, № 3, 1964.
- Маслов В. П. — Ископаемые известковые водоросли СССР. Труды ИГН АН СССР, вып. 160, 1956.
- Тазиев Г. — Вулканы. Изд. Иностран. лит., 1963.
- Хитаров Н. И. — Вопросы формирования гидротермальных растворов. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961.
- Szadeczy-Kardoss E. A genetical system of igneous rocks. Report of the XXI Session, Norden, Part XIII. Petrographic provinces, igneous and metamorphic rocks, Copenhagen, 1960.
- Engel C. G., Engel A. E., Composition of basalt cored in Mohole project. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists. Volume 45, Number 11, 1961.